

DIE ANOMALIEN DER SCHWERE IM BEREICH DER
KONTINENTALEN TIEFBOHRLOKATION (KTB) OBERPFALZ
UND IHRE INTERPRETATION

Christian Bucker

**Die Anomalien der Schwere im Bereich der
Kontinentalen Tiefbohrlokation (KTb) Oberpfalz
und ihre Interpretation**

Inaugural - Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades

der

Fakultät für Geowissenschaften

der

Ludwig - Maximilians - Universität

München

vorgelegt

von

Christian Bucker

11. November 1986

1. Berichterstatter: Prof. Dr. H. C. Soffel
 2. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Angenheister
- Tag der mündlichen Prüfung: 11. Februar 1987

Inhaltsverzeichnis

Kapitel:	Seite
I	Einleitung, Zielsetzung der Arbeit..... 1
II	Geologie 3
II.1	Allgemeiner geologischer Überblick 3
II.2	Geologie des Untersuchungsgebietes 6
II.2.1	Die Zone-Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV) 9
II.2.2	Die Granite der Oberpfalz 11
III	Bisherige geophysikalische Untersuchungen 16
III.1	Seismik 16
III.2	Magnetik 21
III.3	Gravimetrie 28
III.3.1	Bouguer-Schwere im Bereich der Oberpfalz 28
III.3.2	Die Schwerekarte der Oberpfalz 30
III.4	Verarbeitung der Schwerekarte der Oberpfalz 33
IV	Die Profilvermessungen der Schwere 40
IV.1	Lage der Gravimetrie - Profile 40
IV.2	Durchführung der Messungen 44
IV.3	Gesteinsdichten 47
IV.4	Reduktionen 50
IV.4.1	Referenz-System 50
IV.4.2	Schwere-Reduktionen 51
IV.4.3	Fehlerbetrachtungen 54
IV.5	Regionalfeldanteil 56
IV.6	Bearbeitung der Daten, Darstellung der Ergebnisse 57
IV.7	Beschreibung der Profile und der Anomalien 59
IV.7.1	Profil ALTSCH 59
IV.7.2	Profil KRUMM 64
IV.7.3	Profil WEIFLO 67
IV.7.4	Profil LIND 72
IV.7.5	Profil PIRK 76
IV.7.6	Profil STEIN 79
IV.7.7	Profil EL 84
V	Modellrechnungen zur Gravimetrie 88
V.1	Allgemeines zu den Modellrechnungen 88
V.2	Modell ALTSCH 91
V.3	Modell KRUMM 96
V.4	Modell WEIFLO 98
V.5	Modell LIND 102
V.6	Modell PIRK 104
V.7	Modell STEIN 107
V.8	Modell EL 112
VI	Diskussion der Ergebnisse 115
VII	Zusammenfassung 119
	Literaturverzeichnis 122
	Danksagung 129
	Lebenslauf 130

Anhang: Gravimetrie-Daten (nicht zur Veröffentlichung vorgesehen)

John L. Bible (1961):

OLD GRAVITY SHOULD NEVER DIE

(World Petroleum, March, pp.48-66)

I Einleitung

Das Untersuchungsgebiet in der nördlichen Oberpfalz gehört zu einem der geologisch vielfältigsten Bereiche des variszischen Grundgebirges in Europa. Die von Kossmat (1927) im variszischen Gebirgsgürtel definierten Großbaueinheiten Saxothuringikum und Moldanubikum grenzen in dieser Region in komplizierter Weise aneinander. Während der variszischen Orogenese wurde die moldanubische Kruste auf saxothuringische transportiert und beide Einheiten wurden miteinander verschweißt. Im Anschluß an die Orogenese intrudierten postmetamorphe Granite in die Oberkruste.

Seit einigen Jahren ist die Oberpfalz (neben dem Schwarzwald) durch das Kontinentale Tiefbohrprogramm (KTB) in den Vordergrund des Interesses der Geowissenschaftler in der Bundesrepublik Deutschland gerückt. Das Kristallinegebiet der Oberpfalz wurde als Zielgebiet einer möglichen Bohrlokation ausgewählt, weil hier im Randbereich der Böhmisches Masse die Chance besteht, grundlegende Fragen der kontinentalen Krustenentwicklung einer Lösung näher zu bringen (Weber & Vollbrecht, 1986). Eine der Hauptzielsetzungen des KTB ist dabei die Erfassung der Ursachen geophysikalischer Strukturen und Heterogenitäten in der Erdkruste (Althaus et al., 1984).

Im Rahmen der geophysikalischen Vorerkundungen zum KTB sollten erste Erkenntnisse über die Struktur der Kruste gesammelt werden. Ziel der Schwere-Untersuchungen im Bereich der Bohrlokation war die Ermittlung der Dichteverteilung im Untergrund. In dieser Arbeit wird versucht, vor allem mit Hilfe der Methoden der Gravimetrie Aufschluß über Raumlage und Tiefgang insbesondere der Granite und der allochthonen Einheit der Zone-Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV) im Kristallinegebiet der nördlichen Oberpfalz zu erhalten. In Abbildung I.1 ist die geographische Lage des Untersuchungsgebietes dargestellt.

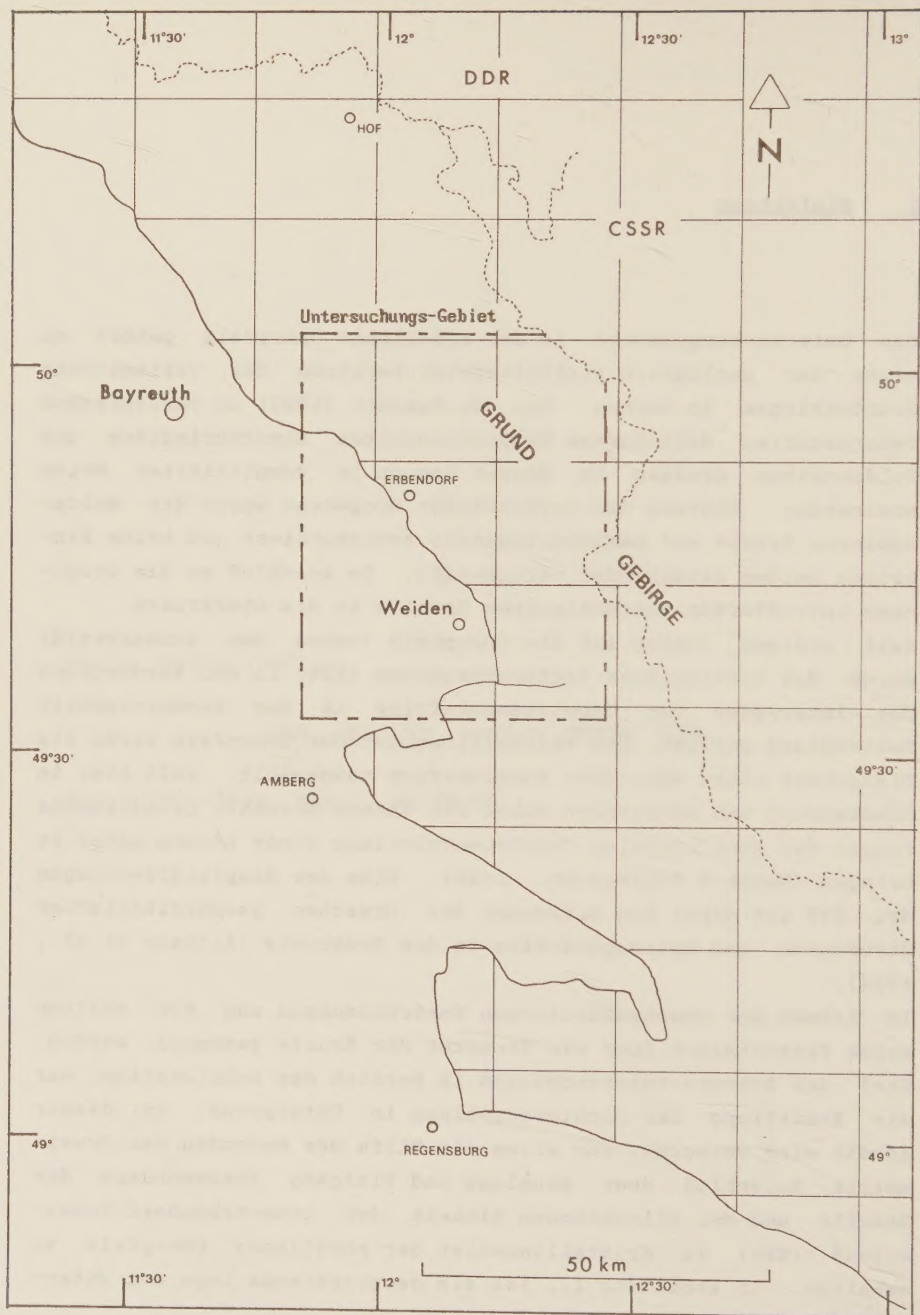


Abb.I.1: Lage des Untersuchungsgebietes in der nördlichen Oberpfalz.

II

Geologie

II.1

Geologischer Überblick

Die variszische Gebirgsbildung (von curia variscorum = lat. Name für Hof, Nordbayern) war die letzte für den geologischen Aufbau Mitteleuropas bedeutsame Orogenese. Die Hauptfaltungsphase war überwiegend im Karbon wirksam und erfaßte den gesamten mitteleuropäischen Raum von der norddeutschen Senke bis zum Areal der heutigen Alpen sowie vom französischen Zentralmassiv bis zu den Karpaten. Auch in Westeuropa ist sie weit verbreitet. Aufgrund von petrographischen und geologischen Unterschieden nahm Kossmat (1927) eine Unterteilung des dabei entstandenen variszischen Gebirges in Mitteleuropa in verschiedene Zonen vor.

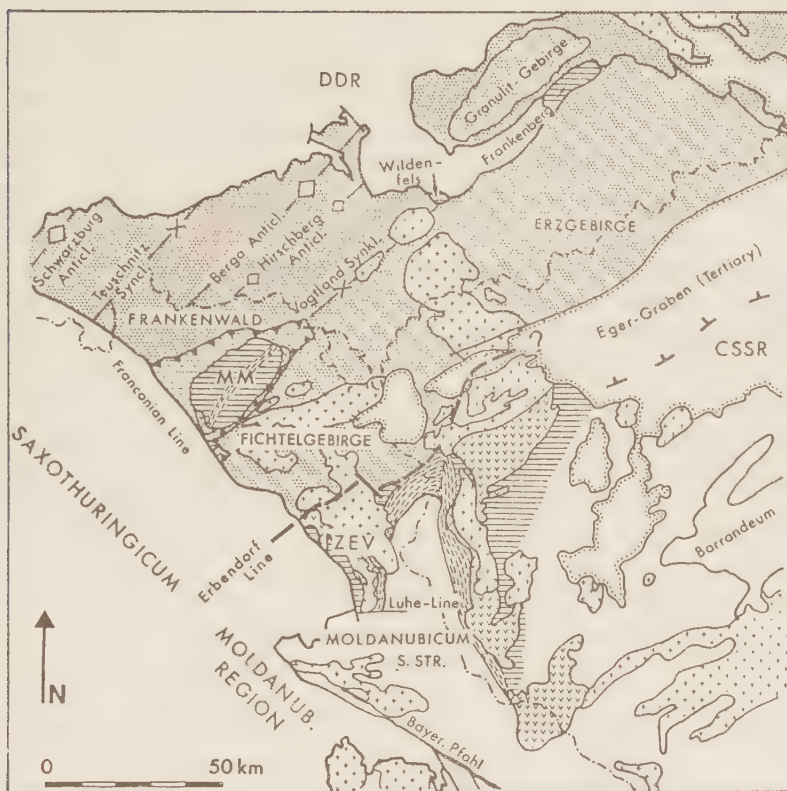


Abb.II.1: Strukturskizze des europäischen Variszikums (aus Engel & Franke, 1983)

Von Süden nach Norden fortschreitend sind hiervon die wichtigsten: Moldanubikum, Saxothuringikum, Rhenoharzynikum und die Subvariszische Saumzone.

In der gleichen Richtung erfolgte auch das Fortschreiten der orogenen Bewegung. Teile der südlichen Zonen, Saxothuringikum (benannt nach den Verbreitungsgebieten Sachsen und Thüringen) und Moldanubikum (benannt nach den Flüssen Moldau und Donau in diesem Gebiet) liegen dabei in Bayern. Die Grenze zwischen diesen beiden Großbaueinheiten verläuft etwa südwest-nordost, in Nordost-Bayern etwa entlang einer Linie Erbdorf-Tirschenreuth. Außer in der Böhmisches Masse stehen Gesteine des Moldanubikums auch im Schwarzwald (Grenze hier in der Zone Baden-Baden) sowie in den südlichen Vogesen an der Oberfläche an. Dazwischen werden sie durch die Sedimente der Süddeutschen Scholle verdeckt, konnten aber durch verschiedene Tiefbohrungen nachgewiesen werden (s. z.B. Geol. Bav. 83, 1982). Auch beim Einschlag des Ries-Meteoriten wurden Teile davon an die Oberfläche befördert. Ebenso sind saxothuringische Gesteine nicht nur in Nordost-Bayern, sondern auch im Westen, im Spessart, im Odenwald und in den nördlichen Vogesen aufgeschlossen. Die Gesteine des Moldanubikums weisen den höchsten Grad der Metamorphose auf und bildeten somit wohl das Kerngebiet des variszischen Orogens. Eine erste tektonisch/metamorphe Prägung haben die Gesteine des Moldanubikums bereits während der cadomischen Orogenese etwa an der Wende Präkambrium/Kambrium erfahren (Behr et al., 1985). Der cadomische Sockel ist dann während der variszischen Orogenese intensiv metamorphosiert und deformiert worden. Die weiter nördlich gelegenen saxothuringischen Gesteine sind dagegen ausschließlich zur variszischen Zeit verformt (Voll, 1960). Wahrscheinlich stellen beide Zonen verschieden tief entblößte Stockwerke desselben variszischen Gebirges dar (Simon, 1967).

Die moldanubischen Gesteine bestehen hauptsächlich aus Cordierit-Sillimanit-Gneisen, deren Ausgangsgesteine im wesentlichen dem Präkambrium angehören. Nach Norden hin folgt eine Zwischenzone mit Granitoiden und Amphiboliten (das sog. Brioverian), und daran anschließend die Glimmerschiefer und Phyllite des Saxothuringikums, die auf altpaläozoische und eventuell auch



Autochthonous/Parautochthonous

-  Paleozoic sediments
 -  Precambr.-Paleoz. sediments
 -  Moldanubian gneisses
 -  Late Variscan granites
 -  post-Variscan cover
- Variscan
HT/LP metam.

Allochthonous units

-  MP metamorphic gneisses
-  metabasic rocks
-  very-low-grade Paleozoic sediments (Frankenwald)
-  HT mylonites, partly diaphthoritic

Abb.II.2: Geologische Übersichtsskizze über die Westteile der Böhmisches Masse (aus Weber (1985)).

präkambrische Schichten zurückzuführen sind. Einen großen Raum nehmen die Granitmassive ein, die hauptsächlich während der variszischen Orogenese, und zwar im Oberkarbon eingedrungen sind. Eine besondere Stellung im Saxothuringikum nimmt noch die allochthone Einheit der Münchberger Gneismasse ein, in der nach Franke (1984) der Schlüssel zum Verständnis der Saxothuringischen Zone liegt.

Nach der Gebirgsbildung wurde das Gebiet in großräumige Hebungs- und Senkungszone mit weitläufigen Sedimentationsräumen unterteilt. Im Gegensatz zu dem heutigen Rheinischen Schiefergebirge und der Böhmisches Masse, die nur randlich vom eindringenden Meer überflutet wurden, kam es im Raum des süddeutschen Dreiecks und der Hessischen Senke zu mächtigen Sedimentablagerungen. Eine Beschreibung der Geologie dieser Sedimentschichten im Ostbayerischen Bruchschollenland (das Gebiet westlich der Fränkischen Linie) findet sich z.B. bei Steinlein (1953), Wurm (1961). Da das Hauptinteresse dieser Arbeit auf den Kristallin-Gebieten des Westteils der Böhmisches Masse liegt, soll hier nicht näher auf die vorgelagerten Sedimente eingegangen werden.

II.2 Geologie des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet liegt im nördlichen Oberpfälzer Wald zwischen dem Fichtelgebirge im Norden und dem Bayrischen Wald im Süden und im saxothuringisch-moldanubischen Grenzbereich.

Eine deutliche Trennungslinie ist die Fränkische Linie, durch die die nördliche Oberpfalz in zwei völlig verschiedene Bereiche aufgeteilt ist. Die Ausbildung der Fränkischen Linie begann im Oberjura während der saxonischen Bruchtektonik. Westlich der Fränkischen Linie liegen die jungen mesozoischen Kalke und Sandsteine des ostbayerischen Bruchschollenlandes, während im Nordosten die wesentlich älteren proterozoischen und paläozoischen

Gneise und Granite der Böhmisches Masse anstehen. Das Jungpaläozoikum/Mesozoikum erreicht zum Teil bedeutende Mächtigkeiten. Zum Beispiel haben Tiefbohrungen im Weidener Rotliegend-Becken in 1400m Teufe noch nicht das liegende Kristallin erreicht. Dieser tiefe permische Graben vor dem heutigen Gebirgsrand wird auch als "Weidener Loch" bezeichnet (Simon, 1967). An den meisten Stellen aber werden die Schichten des Rotliegenden von Sedimenten der Permotrias überlagert. Die Kreideinsel im Nordwesten von Weiden besteht aus groben Geröllen, die vom unmittelbar östlich davon anstehenden Alten Gebirge stammen. Zeugen eines jungtertiären Basaltvulkanismus im Bruchschollenland sind die heute noch morphologisch herausragenden Förderschloten des Parkstein, Rauhen Kulm, u.a.. Im Kristallin sind die Basalte hauptsächlich als Kuppen und Decken ausgebildet.

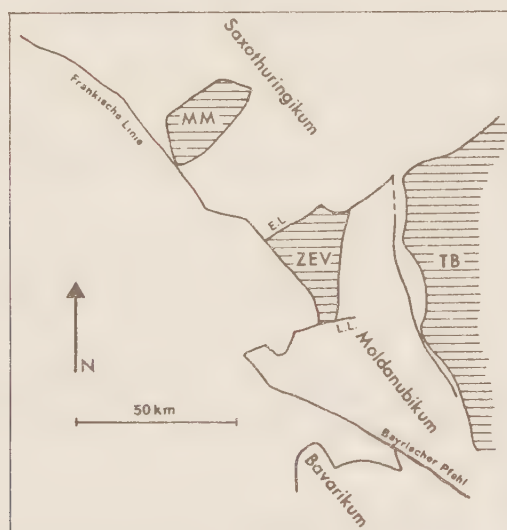


Abb.II.3: Tektonometamorphe Einheiten der westlichen Böhmisches Masse. Allochthone Einheiten: ZEV: Zone-Erbendorf-Vohenstrauß, MM: Münchberger Masse, TB: Tepla-Barrandeum. EL: Erbendorfer Linie, LL: Luhe Linie.
(aus: Emmermann et al., 1986)

Östlich der Fränkischen Linie lassen sich aufgrund regionalgeologischer Besonderheiten drei großräumige tektonometamorphe Einheiten unterscheiden (vgl. auch Abb.II.3):

- die saxothuringische Einheit, sie umfaßt geographisch den Frankenwald (ohne Münchberger Gneismasse) und das Fichtelgebirge
- die moldanubische Einheit, sie umfaßt das Moldanubikum sensu strictu (Palatinum)
- sowie der tepla-barrandische Deckenkomplex mit den allochthonen Einheiten der Zone-Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV) und der Münchberger Masse (MM)

Der Oberpfälzer Wald als Teil der Moldanubischen Einheit besteht durchwegs aus hochmetamorphen Gesteinen und Graniten; im Stoffbestand werden "monotone" Serien (überwiegend klastische Sedimente) von "bunten" Serien unterschieden, die häufig Einschaltungen von Metabasiten, Kalksilikatgesteinen und Graphitschiefern enthalten. Nordwestlich der Erbendorfer Linie, die von SW nach NE verläuft und teilweise von posttektonischen Graniten sowie tertiären Gesteinen verdeckt wird, schließt die saxothuringische Einheit an. Zu ihr gehört das Fichtelgebirge, das von Graniten und im Vergleich zum Moldanubikum relativ schwach metamorphen Sedimenten des Jungproterozoikums und Altpaläozoikums aufgebaut wird.

Die Erbendorfer Linie stellt die tektonische Naht zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum dar. Die Lage dieser Nahtzone war lange Zeit nicht ganz unumstritten, was sicherlich auch daran liegt, daß es schwierig ist, in Gesteinen ähnlich hoher Umwandlung eine Grenze zu ziehen. Wurm (1935) glaubte, sie südlich Erbendorf gefunden zu haben, Voll (1960) vergleicht einen Teil der bunten Serie im Gebiet von Erbendorf-Vohenstrauß mit dem saxothuringischen Paläozoikum und verlegt damit die Grenze zum Moldanubikum nach Süden an die Luhe Linie. Sie soll dann an einer dem heutigen Gebirgsrand etwa parallelen Störung (deren Richtung auch der Granit von Leuchtenberg und Falkenberg folgt) weit nach Norden bis etwa Tirschenreuth versetzt sein. Ihm gegenüber gelangt Stettner (1975,1979a) zur Auffassung eines oberproterozoischen Alters (Brioverian) dieser Gesteine. Schreyer (1966) wie-

derum sieht im östlichen Teil dieser Grenzzone bei Tirschenreuth einen metamorphen Übergang aus den Glimmerschiefern des Saxothuringikums im Norden in die Cordieritgneise des Moldanubikums im Süden.

Nach dem heutigen Kenntnisstand muß der saxothuringisch-moldanubische Grenzbereich im plattentektonischen Sinne als variszische Suturzone interpretiert werden (Sutur = Nahtstelle zwischen zwei Kontinenten) (Behr et al., 1982). Suturzonen sind bis in den oberen Mantel reichende Störungszonen und damit Orte ausgedehnter und tiefreichender Stofftransporte. Solche Suturzonen werden als tiefreichende Lineamente im Laufe der Erdgeschichte leicht reaktiviert. Im Falle der variskischen Suturen begann dies im Oberkarbon mit der Bildung langgestreckter Grabenzonen infolge isostatischer Ausgleichsbewegungen der im Bereich der Suturzonen tektonisch verdickten Kruste. Auch in der Erstreckung der Basaltmassive ist eine deutliche SW-NE Richtung erkennbar, die ursächlich mit der Linie des Egertalgrabens zusammenhängt. Auf größere Erstreckung aber ist diese Erbdorfer Linie vom Südteil des Steinwaldgranits und vom Nordteil des Falkenberger Granitmassivs verschluckt, zum Teil auch von tertiären Ablagerungen verdeckt (Stettner, 1975). Soweit die Grenzzone erkennbar ist, ist sie tektonisch durch nach Norden gerichtete Überschiebungen gekennzeichnet (Gaertner & Schmitz, 1968). Dies steht in Einklang mit dem plattentektonischen Konzept von Behr et al. (1982), nach dem der SE-Teil des Saxothuringischen Beckens spätestens seit dem Devon nach SE unter das Moldanubikum subduziert wurde, d.h. der Nordrand der Moldanubischen Kruste kann als zur Zeit des Oberdevons und Unterkarbons aktiver Plattenrand aufgefaßt werden.

II.2.1

Die Zone Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV)

Zwischen der Erbdorfer Linie und der Luhe Linie erstreckt sich ein Raum von geologischer Besonderheit: die Zone-Erbdorf-Vohenstrauß. Nach Stettner (1975) verzahnt sich hier der assynti-

sche Faltenbau mit der Baueinheit der moldanubischen Gneise; das präkambrische Fundament ist hier ganz an die Oberfläche herausgehoben und besteht aus zunächst assyntisch gefaltetem Oberproterozoikum.

Diese ZEV nimmt die NW-Ecke der moldanubischen Region ein (vgl. Abb.II.3). Sie wird im wesentlichen aufgebaut von Glimmerschiefern bzw. -gneisen, Kalksilikat-Amphiboliten, Granat-Amphiboliten, Orthogneisen und Metagabbros (Voll, 1960). Die Hauptstreichrichtung in der ZEV wird von NW-SE gerichteten Faltenachsen bestimmt (Blümel, 1982).

Aufgrund von lithofaziellen, metamorphen, strukturellen sowie radiometrischen Ähnlichkeiten kann die ZEV mit der Münchberger Gneismasse und den Gesteinen des Taus-Tepla-Kristallins (=Westrand des mittelböhmisches Barrandeums) parallelisiert werden (Blümel, 1983). Die ZEV ist demzufolge als allochthone Einheit anzusehen, die mit der Münchberger Gneismasse und der Zone von Tepla-Taus einen das Oberpfälzer Moldanubikum überlagernden Deckenkomplex bildete (vgl. Abb.II.4). Die amphibolit- und serpentinreichen Gesteine von Erbdorf am Nordende der ZEV (Erbdorfer Grünschieferzone) und von Vohenstrauß an ihrem Südende repräsentieren die Deckenbasis der mitteldruckmetamorphen Einheit. Die Wurzelzone der ZEV und der mit ihr korrelierten Münchberger Masse muß weiter im SE in einem heute noch nicht genauer lokalisierbaren Gebiet gelegen haben.



Abb.II.4: Schematischer Querschnitt vom Frankenwald zum Moldanubikum sensu strictu (aus Weber (1985), siehe auch Abb.II.2).

Die Amphibolite der ZEV können als ehemalige basische Magmatite mit typischem Tholeiit-Charakter angesehen werden. Die Serpentinite der Erbdorfer Grünschieferzone als ultrabasische Gesteine können aus der Peridotit-Schale des Erdmantels stammen, also aus mehr als 30 km Tiefe bei tektonisch durchgreifenden Prozessen in die Oberkruste gekommen sein (Stettner, 1975).

Die moldanubischen Gesteine nordöstlich der Zone Erbdorf-Vohenstrauß sind im Gebiet von Tirschenreuth/Mähring (ZTM, vgl. Abb.II.3) ähnlich bunt wie die ZEV und wahrscheinlich aus den gleichen Ausgangsgesteinen hervorgegangen. Südlich Tirschenreuth/Mähring (und östlich der ZEV, siehe Abb.II.3) dominieren dann wieder die "monotonen" Gneise des Moldanubikums (Moldanubikum sensu strictu nach Voll), durchsetzt mit Graniten und Granitgängen.

II.2.2 Granite

Das Saxothuringikum des Fichtelgebirges und das Moldanubikum ist von großen spät- bis posttektonischen Granitplutonen intrudiert. Ihre heute zu Tage anstehende Oberfläche ist etwa 500 km² groß. Im Moldanubikum ist der zentrale Teil das Falkenberger Massiv, südöstlich davon liegen die Granitmassive von Flossenbürg und Leuchtenberg. Im NW des Falkenberg-Massivs schließt sich der Steinwald an, der den Charakter eines Adventiv-Massivs zum Falkenberger-Granit hat (Stettner, 1986, mündl. Mitteilung), und von der Linie Falkenberg-Tirschenreuth reicht der Granit unter tertiärer Bedeckung nach Norden bis Marktredwitz. Fichtelgebirge und das Massiv von Weißenstadt-Marktleuthen befinden sich im Saxothuringikum (siehe auch Abb.II.5). Das variszische Alter der Granite (nach radiometrischen Datierungen (Besang et al., 1976) hat z.B. der Fichtelgebirgs-Granit ein jüngstes Abkühlungsalter von 280 m.y.) sowie die magmatisch-intrusive Art der Platznahme kann als gesichert angesehen werden.

Mindestens vier zeitlich aufeinanderfolgende Granitintrusionen

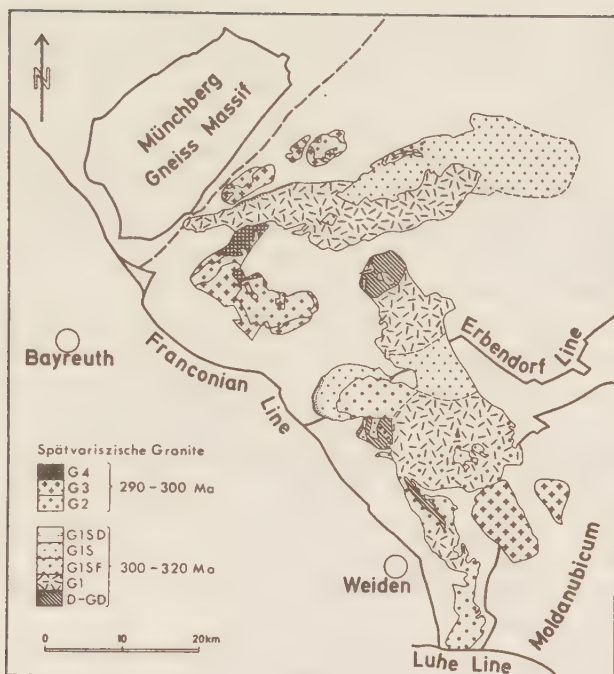
sind nachgewiesen (Madel, 1975): 1. Leuchtenberger Granit, 2. Falkenberger Granit, 3. Flossenbürger Granit, 4. mehrere feinkornige Granite (Aplite) im Falkenberger Granit und am NW-Rand des Flossenbürger Granits.

Die Intrusionsabfolge kann in zwei altersverschiedene Granitgruppen gegliedert werden. Die ältere folgt der sudetischen Phase (320-300 Mio. J.). Hierzu gehört der Falkenberger-, Steinwald- und Leuchtenberger Granit. Nach Rb-Sr Altersbestimmungen (Köhler et al., 1974) erfolgte die Intrusion des Leuchtenberger Granits an der Wende Unteres/Oberes Karbon (313±17 Mio. J.). Sie folgt der Hauptstreichrichtung der ZEV (NW-SE). Die dioritisch-redwitzitischen Gesteine am Nord- und Westrand des Falkenberger Massivs werden als Intrusionsvorläufer angesehen (Stettner, 1981).

Die jüngere spätvariszische Granitgruppe folgt auf die asturische Phase (290-280 Mio. J.). Hierzu gehören die Granite des Fichtelgebirges sowie Flossenbürger und Bärnauer (o.a. Bürgerwald-) Granit. Die Intrusion des Flossenbürger Granits fällt nach Köhler et al. (1974) ins Obere Karbon (283±11 Mio. J.).

Als Ursache der granitoiden Mobilisation sieht Stettner (1971) die Umsetzung von mechanischer Energie in Wärme bei der Anlage mächtiger variszischer Scherzonen horizontal-planaren Typs zwischen Ober- und Unterkruste in vielleicht 10 km Tiefe. Bei Falkenberg-Flossenbürg-Leuchtenberg würde es sich dann um mächtige Lagergänge in Aufwölbungshohlräumen des kratonen Grundgebirges handeln (Strunz & Mücke, 1975). Nach Stettner (1975) folgen die langgestreckten Granitmassive von Flossenbürg und Leuchtenberg wahrscheinlich älteren Störungssystemen als Weg-Vorzeichnung und haben sich von dort nach der Seite ausgebreitet.

Die oberflächlich anstehenden Granite können als Ausstülpungen von Körpern größeren Umfangs angesehen werden. Geologisch-petrographische Befunde sprechen nach Voll (1960) dafür, daß die Granite von Flossenbürg und Leuchtenberg, zusammen mit dem Falkenberger Granit als ein einziges Massiv angesehen werden können. Voll hält die beiden Granitkörper für südliche Ausläufer des Falkenberger Granits, die nur an der Erd-Oberfläche durch eine dünne Bedeckung von Gneisen und Amphiboliten voneinander getrennt sind. Auch Fischer (1965) sieht in dem Granit von Leuchtenberg die



Erläuterung zur Legende:

Ältere Gruppe (320-300 Ma) im nördlichen Fichtelgebirgs-Granitkomplex:

D-GD = dioritisch-granodioritische Basalbereiche; G1 = Weissenstadt-Markt-leuthener Porphyrgranit, G1S = Selber Granit und Holzmühl-Granit;

Ältere Granitgruppe im südlichen Granitkomplex:

G1 = Falkenberger Porphyrgranit; G1SF = Friedenfelser-, Liebensteiner- und teilweise Leuchtenberger Granit; G1S = Steinwald, Mitterteicher Granit; G1SD = Steinwald-Dachgranit.

Jüngere Granitgruppe im nördlichen Granitkomplex (Fichtelgebirge): G2 = Randgranit; G3 = Kerngranit; G4 = Zinngranit;

jüngere Granitgruppe im Bereich des südlichen Granitkomplexes = Flossenbürger Granit

Abb.II.5: Lage und lithologische Differenzierung der Granite in der Oberpfalz (nach Stettner, aus Weber & Vollbrecht, 1986).

höchste Dachregion einer westlichen Zunge des Falkenberger Massivs, die nach Süden vorstößt. Demgegenüber kommt Stettner (1964) aufgrund mineralogisch-petrographischer Verschiedenheiten in der Massivausbildung zu der Auffassung, daß hier eine Abfolge von Graniten vorliegt, deren Erstarrung von Norden nach Süden bzw. nach Südosten in zeitlicher Folge und immer geringerem Abstand zur Erdoberfläche erfolgte. Durch geochemische Untersuchungen konnte Madel (1975) den Nachweis erbringen, daß die Intrusivkörper von Leuchtenberg und Flossenbürg vom selben Ausgangsmagma abzuleiten, also komagmatisch sind.

Erhebliche Unterschiede zeigen die Granite in ihrem Gefüge. Der Falkenberger Granit ist ein sehr grobkörniger porphyrischer Granit mit bis zu 11 cm großen Kalifeldspat-Einsprenglingen. Der Leuchtenberger Granit ist im Süden sehr feinkörnig und der Flossenbürg Granit hat eine grobkörnige porphyrische Struktur mit 3-4 cm großen Kalifeldspat-Einsprenglingen. Da die Kristallitgröße der Kalifeldspäte eine Funktion der Abkühlungsgeschwindigkeit und damit der Masse der Granite ist, müssen die grobkörnigen Granite (Falkenberg) eine deutlich größere Masse als die feinkörnigen haben.

Durch die Analyse geochemischer Daten kommt Madel (1975) zu folgenden geologischen Implikationen bezüglich Größe und Form der Granitkörper:

- der Falkenberger Granit setzt sich im Osten unter den Gneisen fort
- der Flossenbürg Granit ist ein NW-SE streichender Lakkolith von deutlich mehr als 500 m Dicke, er taucht im SE flach unter die Gneise ab
- der Leuchtenberger Granit stellt näherungsweise eine vertikale Platte mit einer Tiefenerstreckung von etwa 3 km dar.

Untersuchungen von Richter & Stettner (1983) deuten ebenfalls darauf hin, daß die Granitkörper östlich und südöstlich von Erbdorf relativ flache Platten darstellen. Der Fichtelgebirgsgranit scheint aufgrund der steilen bis mittelsteilen Kontakte einen mehr stockförmigen Körper zu bilden (Stettner, 1979b).

Insgesamt läßt sich also festhalten, daß die Granite eine eher lakkolyth- als batholythartige Struktur aufweisen, wie dies auch

schon Fischer (1967) annahm. Die Wurzelzone der Granite ist ein Stockwerk tiefer anzunehmen als das heute von der Landoberfläche angeschnittene.

Diese Aussagen über Größe und räumliche Verteilung der Granite in der nördlichen Oberpfalz bilden eine erste Grundlage für die Interpretation der gravimetrischen Daten der folgenden Kapitel. In Abb.II.6 ist die Lage der Gravimetrie-Profile bezüglich der Granite und der Zone von Erbendorf-Vohenstrauß dargestellt.

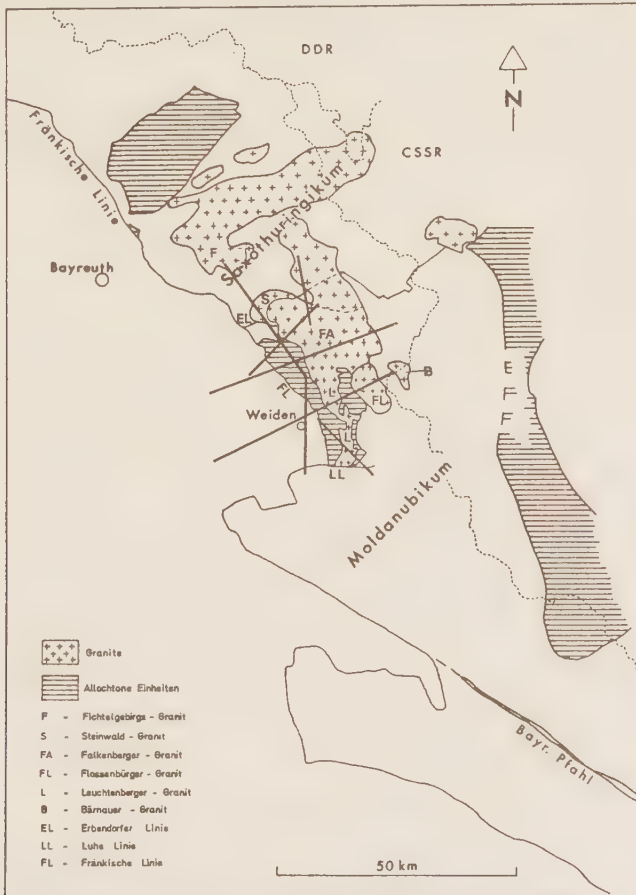


Abb.II.6: Lage der Schwere-Profile bezüglich der Granite und der Zone-Erbendorf-Vohenstrauß in der nördlichen Oberpfalz.

III

Bisherige geophysikalische Untersuchungen

III.1

Seismik

Im Rahmen verschiedener DFG Schwerpunktprogramme wurden bereits seit Ende der fünfziger Jahre auch im ostbayerischen Raum übersichtsartige refraktionsseismische Messungen zur Untersuchung des tieferen Untergrundes durchgeführt. Eine einheitliche Bearbeitung dieses Materials (Miller, 1975) ergab eine grobe Übersicht über die Gliederung der Erdkruste in diesem Gebiet, ohne jedoch genauere Angaben machen zu können.

Die Abbildung III.1 (Miller, 1975; aus Strößenreuther, 1982) zeigt den Lageplan dieser Profile und Abb.III.2 eine Karte der Krusten-Mächtigkeiten, die jedoch aufgrund der geringen Datenmengen nicht sehr genau sein kann. Zudem macht sie keine Aussagen über die Bereiche nordöstlich der Fränkischen Linie. Die Tiefe der Krusten-Mantel-Grenze (Mohorovicic-Diskontinuität, "Moho") variiert im Bereich des Süddeutschen Dreiecks zwischen etwa 30 und 34 km. Nach Giese et al. (1976) liegt diese Grenze in der Oberpfalz bei etwa 28 km, nach Mostaanpour (1984) bei knapp 30 km. Unter dem südlichen Fichtelgebirge liegt die Krusten-Mantel-Grenze zwischen 29.5 und 30 km (Gebrande, 1984). Vom Westteil der Böhmisches Masse bis zur Prager Senke im Osten nimmt die Krustenmächtigkeit von etwa 30 km bis auf ca. 38 km zu (Beránek & Dudek, 1972; Suk, 1985). Wenn auch die Moho-Tiefe unter den Kristallin-Bereichen tiefer liegt als unter den Sedimenten des Süddeutschen Dreiecks, so zeigt sie doch im Bereich der Oberpfalz nur relativ geringe Variationen.

Seit 1981 wurden im Rahmen der Voruntersuchungen zur KTB-Lokation Oberpfalz weitere refraktionsseismische Messungen durchgeführt; u.a. auf den Profilen Rammelberg-Tröstau und Flossenbürg-Kirchenlamitz, die beide den Raum der Erbdorfer Linie überdecken. Durch die Auswertung dieser Refraktionsprofile (Gebrande (1984),

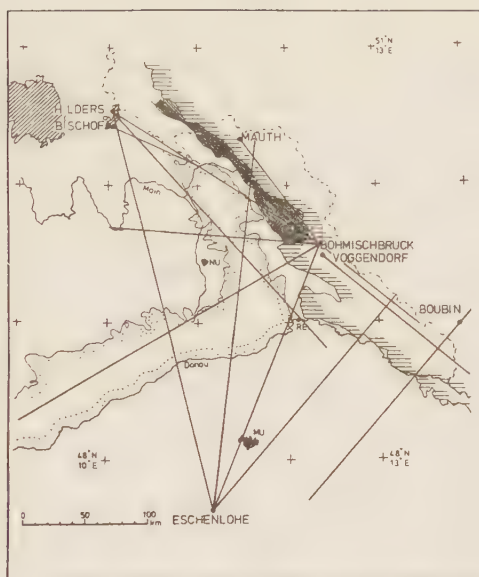


Abb. III.1

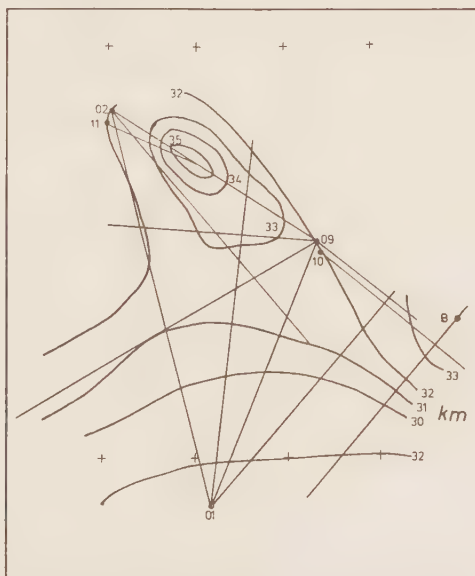


Abb. III.2

Abb.III.1: Lageplan der refraktionsseismischen Profile

Abb.III.2: Tiefenlinienplan der Krusten-Mantel-Grenze (nach Miller, 1975, aus Strößenreuther, 1982).

in Franke & Weber (1984)) konnten im Bereich der Erbdorfer Linie in den oberen 11 km der Erdkruste eine Zone erniedrigter Geschwindigkeit (granitische Zusammensetzung ?) und ein darunter folgender markanter Reflexionshorizont nachgewiesen werden (s.a. das Geschwindigkeits-Tiefendiagramm in Abb.III.4). Dieser Reflexionshorizont taucht unter der Erbdorfer Linie nach SE ab. Mitte 1985 wurde dann im Zuge der KTB-Voruntersuchungen ein Netzwerk von sechs, jeweils ca. 50 km langen reflexionsseismischen Profilen sowie das 190 km lange DEKORP 4 (Deutsches Kontinentales Reflexionsseismisches Projekt) Profil mit der Vibroseis-Methode vermessen. Die Lage dieser Profile ist in Abb.III.3 dargestellt. Zusätzlich wurden auf der DEKORP 4 Linie Untersuchungen von Weitwinkel-Reflexionen durchgeführt. Von den Profilen KTB 8501-8503 liegen erste Auswertungen vor, die in Abb. III.4 in Form von Strich-Zeichnungen ("Line Drawings") dargestellt sind. In diesen Line Drawings sind die aus den entsprechenden Seismogramm-Montagen erkennbaren Reflexionshorizonte eingezeichnet. Sie vermitteln ein grobes Bild der Struktur der Erdkruste. Allen drei Profilen gemeinsam ist eine starke Reflektivität der Oberkruste ab etwa einer Tiefe von 6-8 km. Die Fränkische Linie (FL) und das kristalline Grundgebirge westlich der Fränkischen Linie unter der permotriassischen Bedeckung in etwa 2 km Tiefe kommen deutlich hervor. Die "seismische Transparenz" in den obersten 6-8 km Tiefe östlich der Fränkischen Linie dürfte mit den variskischen Graniten korreliert werden können, der Beginn der markanten Reflexionen ab etwa 6-8 km Tiefe stellt vermutlich die Unterfläche der Granite dar. Einen Hinweis darauf, daß sich die ZEV unterhalb der Sedimente westlich der Fränkischen Linie fortsetzt, zeigt die Interpretation von Profil 8502: hier sind deutlich nach SW ansteigende Reflektoren zu erkennen. Die Moho-Diskontinuität läßt sich bei etwa 30 km erkennen.

Die KTB Seismik-Profile 8501-8503 können aber über die Struktur der obersten 6-8 km der Erdkruste im Bereich der Böhmisches Masse aufgrund fehlender oder nur sehr schwacher Reflexionen keine befriedigenden Aussagen machen.

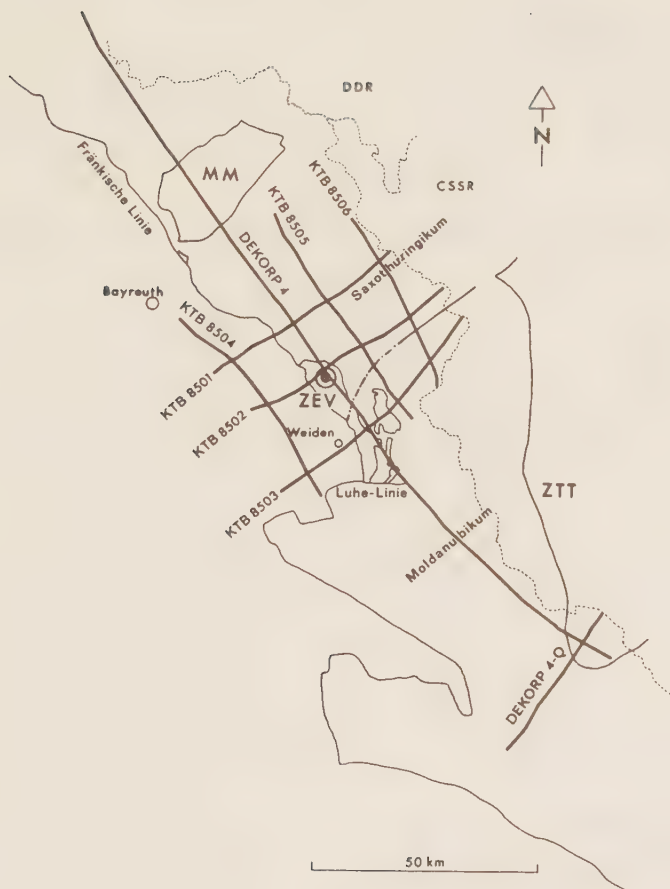


Abb.III.3: Lage der Reflexionsseismischen Profile KTB 8501-8506 und des DEKORP4-Profiles in der Oberpfalz. Auf dem DEKORP4-Profil wurden auch refraktionsseismische Messungen durchgeführt.

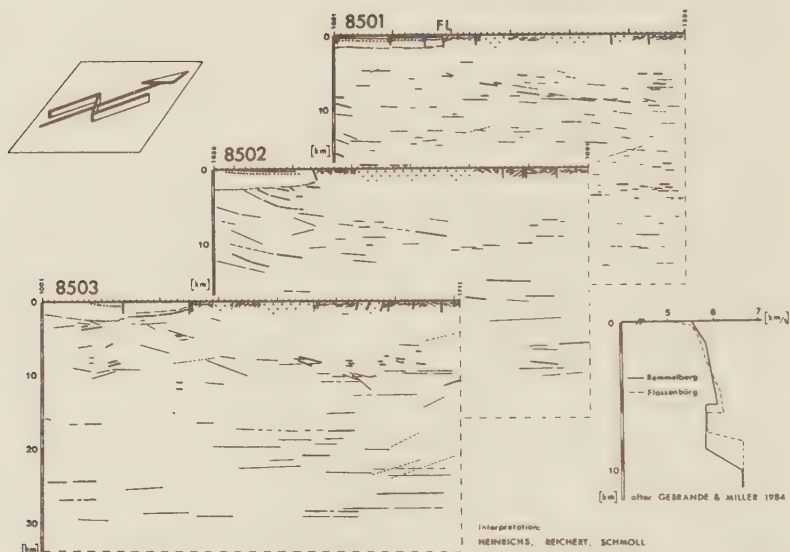


Abb.III.4: Line Drawings der Seismik-Profile 8501-8503 nach Heinrichs, Reichert & Schmoll, aus Weber (1985).

III.2 Magnetik

Mit der im Auftrage der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) von der Firma PRAPLA SEISMOS (1971) durchgeführten aeromagnetischen Vermessung der Bundesrepublik Deutschland wurde auch ein großer Teil des Grundgebirges in Ostbayern erfaßt. In dem Ausschnitt aus der Karte der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes (Abb. III.5) finden sich in

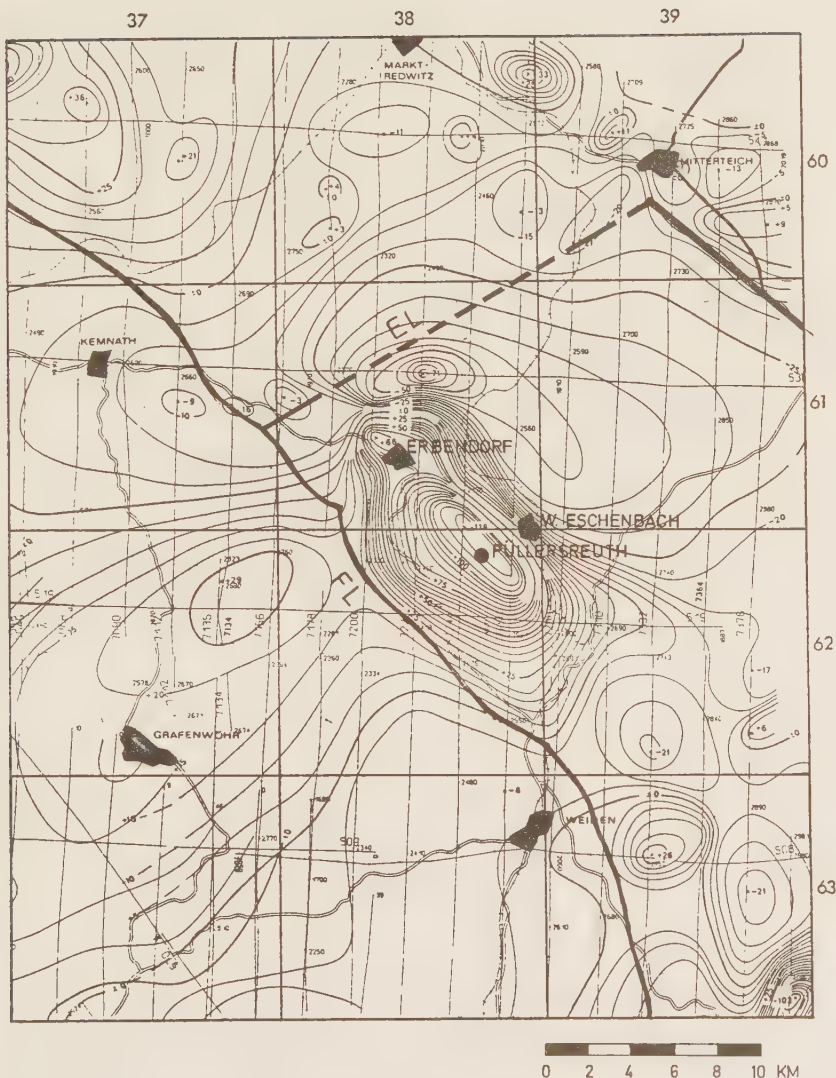


Abb.III.5: Ausschnitt aus der aeromagnetischen Karte von Deutschland im Bereich der Oberpfalz (nach Eberle, 1973). Isolinienabstände: 5 nT, mittlere Flughöhe 1000 m über Grund. FL = Fränkische Linie, EL = Erbendorfer Linie.

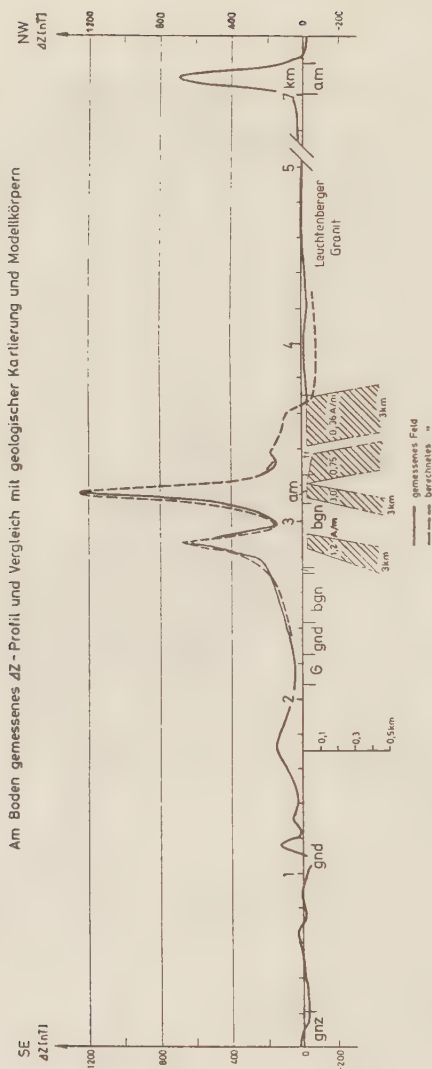


Abb.III.8: ΔZ -Magnetik-Profil im südlichen Teil der ZEV im Bereich des Leuchtenberger-Granits. Unterhalb der Anomalie sind Modellkörper (Amphibolite) als flache, steilstehende Platten dargestellt (aus Eberle et al., 1977).

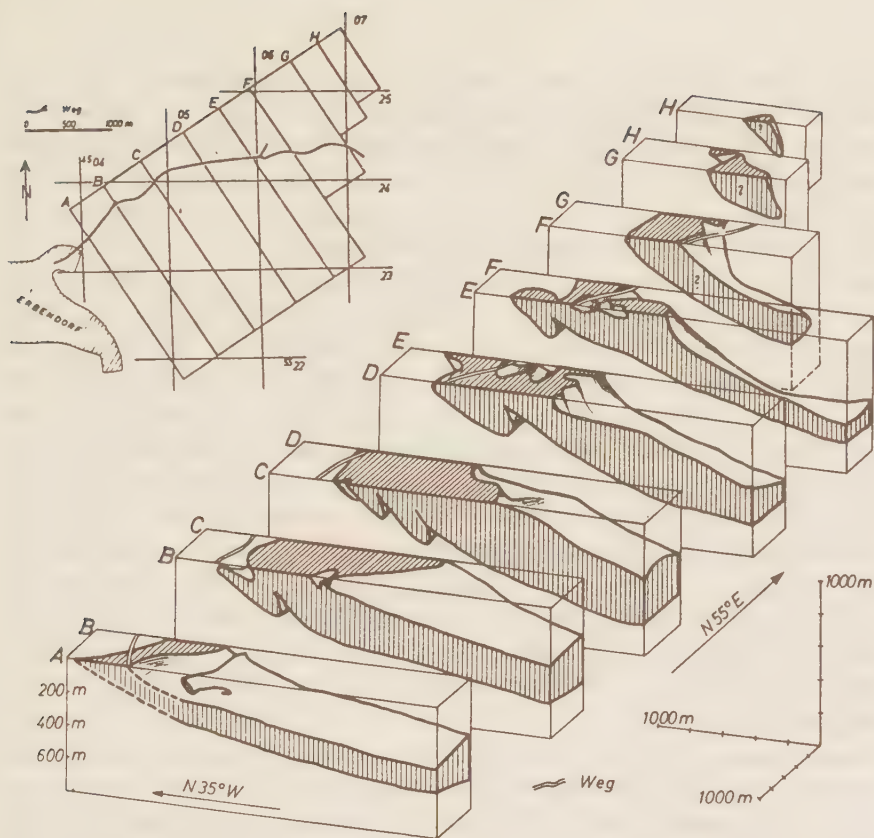


Abb. III.6: Die Anomalie der vertikalen Komponente Δz des Erdmagnetfeldes im NE von Erbdorf wird durch flach nach Süden einfallende Serpentinite verursacht (nach Hess, 1964, aus Angenheister, 1973).

Zentralteil bis nahe der Oberfläche auftaucht. Diese Untergrenze stellt möglicherweise auch die Unterkante der ZEV dar.

Der in Abb. III.7b dargestellte zweidimensionale Modellkörper zur Interpretation der westlich von Erbdorf gelegenen Anomalie (auf einem Profil senkrecht zum SW-NE-Streichen dieser Anomalie) ist sicherlich nur einer von mehreren möglichen, zeigt aber, daß Gestein mit einem geringen Magnetisierungs-Kontrast zur Umgebung ab etwa einer Tiefe von 1 km zu erwarten ist.

Auffallend ist ein Gebiet stark negativer Schwerewerte im Nordwesten der CSSR (also im Nordosten der Oberpfalz) mit einer Amplitude von mehr als -60 mGal (Ibrmajer, 1981). Diese negative Schwereanomalie liegt mit ihrem Zentrum etwa 50 km entfernt vom Untersuchungsgebiet und hat damit sicherlich einen Einfluß auf die in der Oberpfalz gemessenen Schweredaten.

Über erste Detailmessungen in der Münchberger Gneismasse berichten Soffel und Peters (1970). Schweremessungen von Fuchs (1979) hatten das Ziel, im oberfränkisch-oberpfälzischen Bruchschollenland die Struktur und die Höhe des Abbruchs zwischen Böhmischer Masse und Süddeutschem Dreieck zu bestimmen. Claussen (1985) übernahm einen Teil der Daten der von Fuchs vermessenen Profile Altenparkstein und Weiden und verlängerte diese Profile (zusammen mit dem Verfasser) über Falkenberger-, Leuchtenberger- und Flossenbürger-Granit hinweg in Richtung Osten. Seine Modellrechnungen zu diesen neuen Profilen Schönficht und Floss (s. Abb.III.10) ergaben erste Aufschlüsse über Raumlage und Tiefgang der Granite in der Oberpfalz. Es zeigte sich, daß die Granite als relativ flache Platten mit einem Tiefgang bis etwa 4 km dargestellt werden können.

Bemerkenswert ist in Profil Schönficht ein Zwillingsmaximum der Schwere im Bereich der ZEV (südöstlich Erbdorf), über das bereits Plaumann (1976) berichtete. Dieses Zwillingsmaximum wird offensichtlich durch die der ZEV eingeschalteten Amphibolite verursacht. Das Zwischenminimum wird zu einem Teil auch durch den in der geologischen Übersichtskarte 1:200.000 Blatt Bayreuth ausgewiesenen Orthogneis hervorgerufen, der sicherlich spezifisch leichter ist als der umgebende Glimmerschiefer der ZEV. Geologische Untersuchungen (Stettner, mündl. Mitteilung) gaben das Einfallen der Amphibolite in diesem Teil der ZEV mit 60° nach SW vor. Die ZEV selbst wurde mit einer relativ hohen Blockdichte in die Rechnungen einbezogen, da angenommen werden kann, daß die ZEV auch im Untergrund mit Amphiboliten durchsetzt ist. Diese hohe Blockdichte weist schon darauf hin, daß im Untergrund keine großen Granit-Komplexe vorhanden sein dürften.

Nimmt man an, daß sich die ZEV mit den ihr eingelagerten magnetisierten Amphiboliten unter den Sedimenten westlich der Fränkischen Linie fortsetzt, so könnte diese Anomalie damit verknüpft werden.

Das Ergebnis der Ermittlung dreidimensionaler Modellkörper (Pucher & Stettner, 1985) ist in Abb.III.7c flächenhaft mit einer Draufsicht des Modellkörpers dargestellt. Der Modellkörper besteht aus drei Teilkörpern. Der den NW-SE streichenden Anomalieteil verursachende größte Gesteinskörper taucht in seinem Ostteil fast bis zur Oberfläche auf und reicht bis zu einer Tiefe von etwa 2.5 km. Der kleinere im Westen vorgelagerte Modellkörper beginnt erst in etwa 1.5 km Tiefe und reicht dann bis etwa 2.6 km unter Geländeoberkante. Der nördliche Teilkörper ist, wie bei Hess (1964), eine nach Süden abtauchende ca. 500 m tiefreichende Serpentinplatte.

Die dreidimensionalen Modellkörper zeigen einen geringeren Tiefgang als die zweidimensionalen, was aber auch darauf zurückgeführt werden kann, daß bei den 3D-Rechnungen eine etwas höhere Magnetisierung der Modellkörper angenommen wurde als bei den 2D-Rechnungen (vgl. Abb. III.7).

Eine detaillierte Interpretation der aeromagnetischen Anomalie von Vohenstrauß in Verbindung mit magnetischen Untersuchungen am Erdboden liegt von Eberle et al. (1977) vor. Durch die Modellrechnungen konnten in der die Leuchtenberger Granit-Intrusion südostwärts begrenzenden kontaktmetamorphen Zone Amphibolite als Störkörper ermittelt werden, die im südostwärtigen Teil der Anomalienkette steil (70° - 85°) nach SE hin unter die Gneise einfallen, während für den nordwestlichen Anomalienzug ein nach NW gerichtetes, steiles (80°) Einfallen unter den Leuchtenberger Granit ermittelt wurde. Als Beispiel zeigt Abb. III.8 ein Profil mit den dazugehörigen Störkörpern, das von Kaimling im Nordwesten des Leuchtenberger Granits bis etwa Kössing nahe der Luhe-Linie im SE verläuft. Die Tiefenangabe von 3 km für die Störkörper ist dabei vermutlich zu hoch gegriffen. Der Leuchtenberger Granit von km 4 bis km 7 ist völlig unmagnetisch.

III.3

Gravimetrie

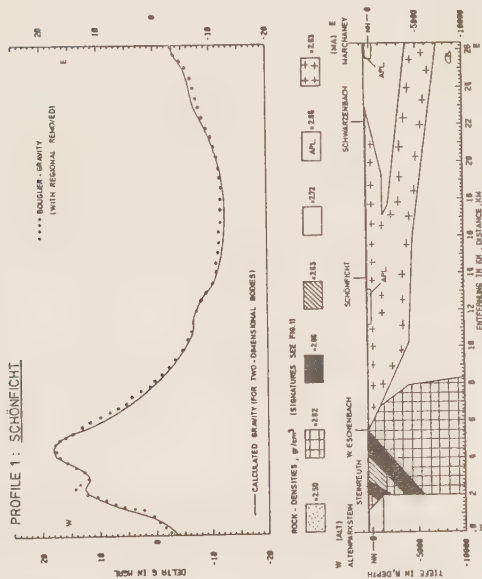
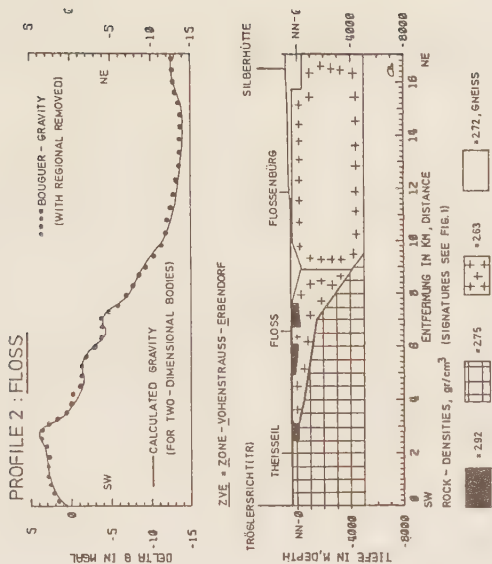
III.3.1

Bouguer - Schwere im Bereich der Oberpfalz

Ein erstes noch sehr grobes Bild über die Verteilung der Bouguer-Schwere in NE-Bayern liefert die Karte 1:1.000.000 von Gerke (1957) mit einem Isolinienabstand von 5 mGal. Im Raume Oberpfalz sind die Isolinien als unsicher angegeben, so daß dieser Karte bestenfalls Hinweise für großräumige Regionalfelder entnommen werden können. Für den tschechoslowakischen Teil der Böhmisches Masse liegt eine detailreichere Schwerekarte vor (Buday et al., 1969). Das Schwerefeld ist hier charakterisiert durch abwechselnd positive und negative Anomalien mit hauptsächlich SW-NE streichenden Richtungen. Das Barrandeum liegt in einer breiten positiven Anomalie, während die angrenzenden Partien des Saxothuringikums und Moldanubikums ein Gebiet negativer Anomalien darstellen.



Abb.III.9: Schwerebild des tschechoslowakischen Teils der Böhmisches Masse (nach Buday et al. (1969), aus Vejnar, 1971). Im Nordwesten ist ein ausgeprägtes Schwere-Minimum erkennbar.



ALTERNATIVE UNDERGROUND-MODEL FOR PROFILE SCHÖNEFELT WITH SAME CALCULATED GRAVITY AS ABOVE, BUT WITH DIFFERENT SHAPE OF THE GRANITE-BODY

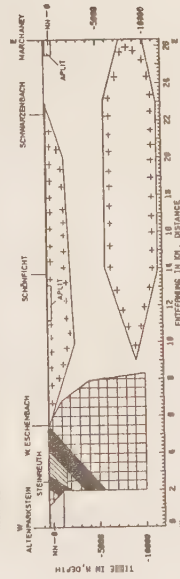


Abb. III.10: Gravimetrie-Modelle über die ZEV und die Granite der Oberpfalz (nach Bucker et al., aus Weber (1985)).

Eine flächenhafte Vermessung der Schwere in NE-Bayern erfolgte durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung (Plauermann, 1982, 1986). Die Karte der Bouguer-Anomalien der Oberpfalz mit einem Isolinienabstand von 2 mGal zeigt ein stark strukturiertes Bild (Abb.III.11). Aufgrund der relativ geringen Meßpunktdichte von durchschnittlich 20 Meßpunkten je 100 km² reicht sie für detaillierte geologische Interpretationen nicht aus.

Folgende Anomalien lassen sich erkennen:

1. relativ geringe Schwerewerte im Bereich des fränkischen Mesozoikums, deutlich erkennbar ist das sogenannte Bayreuther Loch westlich von Bayreuth. Die Fränkische Linie selbst macht sich von NW nach SE durch eine Isgammenscharung bemerkbar.
2. die Schweremaxima lassen sich mit der NW-SE streichenden und an Amphiboliten reichen ZEV sowie mit dem Südwestende der Münchberger Gneismasse korrelieren.
3. die Schwereminima östlich der Fränkischen Linie zeichnen deutlich die Verteilung der variszischen Granite nach.

Ein ausgeprägtes Minimum erzeugt offensichtlich der Falkenberger Granit mit -46 mGal etwas südlich von Tirschenreuth. Auffallend ist, daß dieses Minimum am kartierten östlichen Rand des Falkenberger Granits und nicht in dessen Zentrum liegt. Die maximale Tiefenerstreckung des Falkenberger Granits dürfte also in diesem Bereich liegen.

Die Isolinien im südlichen Teil der Fränkischen Linie deuten darauf hin (sie schneiden hier die Fränkische Linie), daß sich die ZEV nach Westen hin unterhalb der permotriassischen Bedeckung fortsetzt.

Ähnlich wie in der aeromagnetischen Karte (Abb.III.5) ist auch in der Schwerekarte im Bereich der permotriassischen Bedeckung westlich der Fränkischen Linie ein schwaches WSW-ENE streichendes Maximum zu erkennen. Ursache dieses Maximums könnte auch hier die sich unter dem Mesozoikum fortsetzende ZEV mit den Amphiboliten relativ hoher Dichte sein.

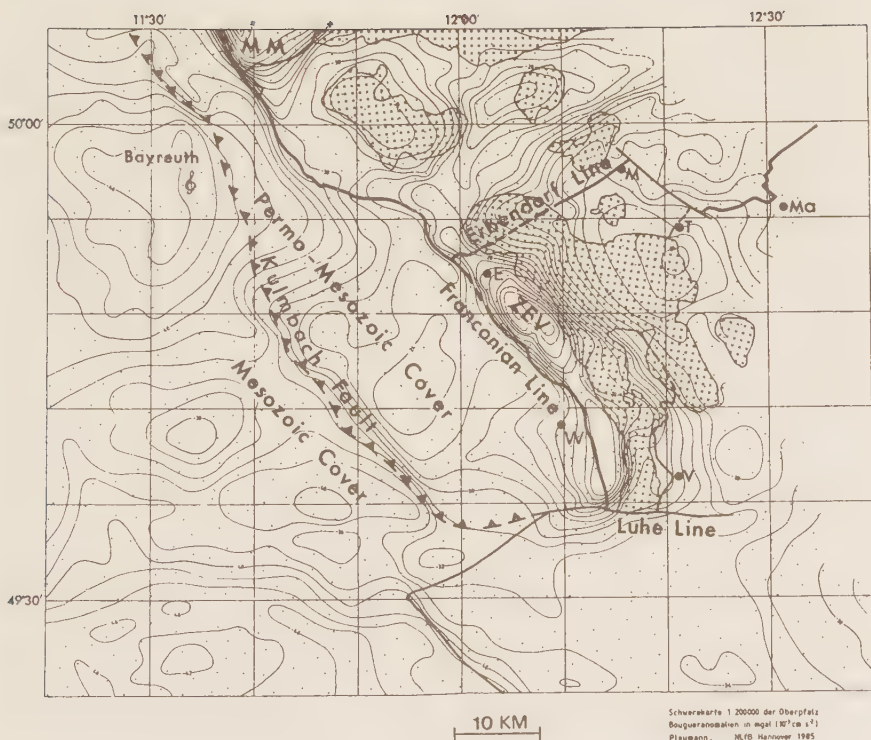


Abb.III.11: Schwerekarte der Oberpfalz (Plaumann, 1986) mit den wichtigsten geologischen Struktureinheiten. Punkte: Meßpunkte, E: Erbendorf, W: Weiden, T: Tirschenreuth, M: Mitterteich, V: Vohenstrauß. Isolinienabstand: 2 mGal.

Insgesamt lassen sich die Schwereanomalien bzw. -gradienten fast ausnahmslos mit den geologischen Einheiten und Strukturelementen korrelieren, d.h. die Ursache für die Schwereanomalien ist im wesentlichen in den obersten Kilometern der Erdkruste zu suchen. Eine Ausnahme bildet hier die Erbdorfer Linie, die sich in der Schwerekarte nicht direkt bemerkbar macht. Sie liegt bereits in dem Schwereminimum des Oberpfälzer Waldes. Da die Erbdorfer Linie eine Suturezone kennzeichnet, d.h. die Nahtstelle von Moldanubikums und Saxothuringikum (moldanubische Kruste wurde auf saxothuringische Kruste transportiert), kann auch nicht erwartet werden, daß sich dies etwa durch eine Scharung der Isogammen an der Oberfläche bemerkbar macht. Allerdings scheint es so, daß im Saxothuringikum höhere Schwerewerte vorherrschen als im Moldanubikum; d.h. die die saxothuringische Oberkruste muß aus Gesteinen mit etwas höherer Dichte aufgebaut sein als die moldanubische Zone. Dies könnte auch damit zusammenhängen, daß die moldanubische Zone wesentlich stärker mit Graniten (also Gesteinen geringerer Dichte) durchsetzt ist als die saxothuringische Zone.

III.4 Verarbeitung der Schwerekarte der Oberpfalz

Um die Informationen, die in der Schwerekarte der Oberpfalz von Plaumann (1986) stecken, deutlicher hervorheben zu können, wurde diese in einem äquidistanten Raster von $2 \times 2 \text{ km}^2$ von Hand interpoliert und digitalisiert. Die so erhaltenen Daten (insgesamt 1600 Sätze von Rechtswert, Hochwert, Bouguerschwere) wurden zur Weiterverarbeitung in die Rechenanlage CYBER 175 des Leibniz-Rechenzentrums der Bayerischen Akademie der Wissenschaften eingegeben. Die Dipl. Geophys. A. Eckstaller und Th. Schmidt stellten freundlicherweise Rechenprogramme zur automatischen Herstellung der Isolinienpläne, zur Durchführung der wellenlängenabhängigen zweidimensionalen Filterung sowie zur Bildung der zweiten vertikalen Ableitung der Schwere zur Verfügung. Eine ausführliche Beschreibung der Filter-Verfahren findet sich bei Schmidt (1984). Die in der zweidimensionalen Schwereverteilung $f(x,y)$ erkennbaren Anomalien entstehen meist durch eine Überlagerung der Einflüsse verschiedener Störkörper im Untergrund. Mit Hilfe der Wellenlängenfilterung wird versucht, eine Separation der Anomalien zu erreichen. Die Wellenzahlverteilung der Eingangsdaten $f(x,y)$ wird deshalb so verändert, daß ausgesuchte Teile des Wellenzahlspektrums unterdrückt werden können. Es lassen sich drei Filtertypen unterscheiden : Tiefpaß-, Hochpaß- und Bandpaß-Filter.

Die Filterung wurde nach einer bei Zurflueh (1967) beschriebenen und von Darby & Davies (1967) entwickelten Methode mittels der Fourier-Transformierten $F(u,v)$ der Funktion $f(x,y)$ durchgeführt. Im Wellenzahlbereich läßt sich $F(u,v)$ mathematisch als Summe unendlich vieler harmonischer Variationen verschiedener Wellenlängen darstellen. Die Beeinflussung der Wellenzahlverteilung der Fourier-Transformierten $F(u,v)$ erfolgt im Wellenzahlbereich durch eine Faltung der Fourier-Transformierten $K(u,v)$ des Filteroperators $k(x,y)$ mit $F(u,v)$, wodurch die Fourier-Transformierte $G(u,v)$ der gefilterten Daten $g(x,y)$ erhalten wird:

$$G(u,v) = F(u,v) * K(u,v)$$

Die Fourier-Transformierte $K(u,v)$ stellt die Antwort des Filters auf die Gewichtsfunktion $k(x,y)$ im Wellenzahlbereich dar. Um Aussagen über den Ort und die Amplitudenbeträge der Anomalien machen zu können, wird $G(u,v)$ in den Ortsbereich $g(x,y)$ rücktransformiert. Für die numerische Durchführung der Filterung wird die mathematisch als Doppelintegral definierte Faltung von $F(u,v)$ mit $K(u,v)$ durch eine Doppelsumme und der Filteroperator $k(x,y)$ durch eine hinreichend große Filterkoeffizienten-Matrix approximiert. Voraussetzung für die Anwendung ist ein äquidistantes, quadratisches Raster (Gitterabstand s) der Schweredaten $f(x,y)$, was durch die entsprechende Digitalisierung der Schwerekarte erreicht wurde. Die hier verwendeten Wellenlängenfilter wurden von Darby & Davies (1967) aus der $(\sin x)/x$ Funktion entwickelt, sie sind nach ihrer jeweiligen Abschnidwellenlänge λ_s benannt. λ_s ist diejenige Wellenlänge, für die in der Wellenzahlcharakteristik noch 50% der Maximalamplitude erreicht wird. Der Koeffizientensatz der Filtermatrix ist nahezu radialsymmetrisch, wodurch erreicht wird, daß der Ort der Anomalien durch die Filterung nicht verändert wird. Außerdem ist die Summe der Filterkoeffizienten auf den Wert Eins normiert, sodaß die nach der Filterung erhaltenen Amplituden direkt mit denen der ungefilterten Eingangsdaten verglichen werden können.

Der aus der Digitalisierung der Schwerekarte der Oberpfalz erhaltene Datensatz wurde mit Tiefpaßfiltern mit Abschnidwellenlängen von $\lambda_s = 4s, 8s, 11s$ und $16s$ bearbeitet und die gefilterten Werte wiederum in Isanomalienpläne dargestellt. Mit dem Gitterabstand von $s = 2$ km entspricht dies Wellenlängen von 8, 16, 22 bzw. 32 km. Als Wellenlänge einer Anomalie läßt sich näherungsweise der doppelte Wert der Halbwertsbreite definieren (Zurflueh, 1967).

Abb.III.12 zeigt zunächst noch einmal die nach der Digitalisierung der Originalkarte (Abb.III.11) erhaltene Schwerekarte der Oberpfalz in zweidimensionaler sowie in dreidimensionaler Darstellung (Blick von SW nach NE unter einem Blickwinkel von 30° auf das Untersuchungsgebiet). In dieser perspektivischen Darstellung zeigt sich besonders krass das recht unruhige Schwerebild der Oberpfalz mit den vielen abwechselnden Minima und Maxima.

Sehr deutlich kommen die Schweremaxima der Münchberger Gneismasse und der ZEV hervor. Auch das langwellige Maximum im Bereich des permotriassischen Vorlandes westlich von Erbdorf läßt sich gut erkennen. Da man aus dieser Sicht senkrecht auf die Fränkische Linie blickt, zeichnet sie sich in dieser Darstellung nicht ab. Südlich der Luhe Linie wird das Schwerebild wieder ruhiger. Die Schwerewerte bleiben auch auf einem niedrigeren Niveau.

Die Abbildungen III.13 und III.14 zeigen die beiden interessantesten Beispiele der Filterung ($\lambda_s = 8$ km und $\lambda_s = 22$ km). Bereits in der Darstellung der 4s-gefilterten Daten wird deutlich, daß die Filterung lediglich eine Glättung der bereits im Eingangsdatensatz vorhandenen großräumigen Anomalien bewirkt, ohne ihren Ort zu verändern. Die beiden Schweremaxima des nördlichen und südlichen Teils der ZEV können noch deutlich getrennt werden, auch die Gradientenzone der Fränkischen Linie und die Schwereminima der Granite (vor allem der Falkenberger-Steinwald-Granitkomplex östlich von Erbdorf und das Fichtelgebirge süd-östlich der Münchberger Gneismasse) sind gut zu erkennen. Ein ganz anderes Bild zeigt die Darstellung der mit 11s gefilterten Daten in Abb.III.14. Hier treten die das Schwerebild der Oberpfalz prägenden, dominierenden Strukturen besonders deutlich hervor. Das Bild ist bereinigt von allen kurzwelligen Anomalien, die mit oberflächennahen Störkörpern in Verbindung gebracht werden können; übrig bleibt der Einfluß der tieferen Strukturen. Erkennbar bleiben das jetzt zusammenhängende Schweremaximum der ZEV und das der Münchberger Gneismasse sowie die Schwereminima des Falkenberger Granitkomplexes und des Bayreuther Lochs. Das Schwereminimum im Bereich des Fichtelgebirges ist hingegen fast völlig verschwunden, auch die Fränkische Linie läßt sich nicht mehr lokalisieren. Deutlicher als die Darstellung der ungefilterten Daten suggeriert dieses Bild, daß sich die ZEV unter der permomesozoischen Bedeckung nach Westen hin fortsetzt, die Isolinien ziehen weit in das sedimentäre Vorland bis etwa zur Kulmbacher Störung, die hier noch zu erkennen ist, hinein. Als Ergebnis der Filterung der Schwerekarte der Oberpfalz läßt sich sagen, daß die Anomalien im Bereich des Falkenberger Granitkomplexes und der ZEV keinesfalls durch flachgründige Körper hervorgerufen sein können.

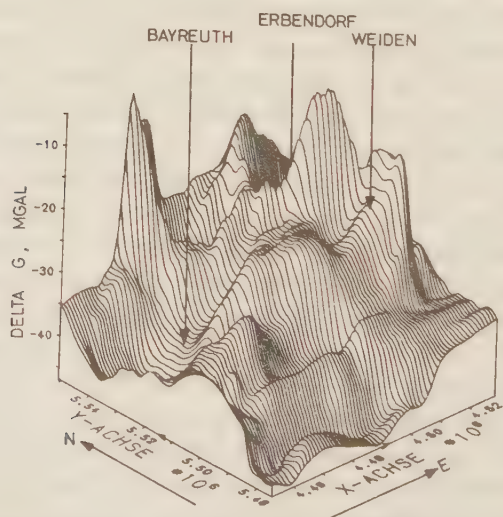


Abb.III.12: Schwerekarte der Oberpfalz in Isolinen (2D)- und perspektivischer (3D) Darstellung.

Subtrahiert man die Tiefpaß-gefilterten von den ungefilterten Eingangsdaten, so erhält man eine Beschneidung des Wellenzahl-spektrums im langwelligen Bereich, also einen Hochpaßfilter. Obwohl die linearen zweidimensionalen Hochpaßfilter oft als "residual filters" bezeichnet werden (Zurflueh, 1967), die zur Trennung des Restfeldes (Residualfeld) vom langwelligen Regionalfeld eingesetzt werden könnten, sind hierfür oftmals die Berechnungen der vertikalen Ableitungen besser geeignet. Insbesondere die zweite vertikale Ableitung der Schwere $\delta^2 g / \delta z^2$ verstärkt oberflächennahe Effekte auf Kosten tiefer gelegener Quellen, sie hebt besonders die kurzwelligen Anteile der Schwereverteilung $f(x,y)$ hervor. Die 2. vertikale Ableitung kann deshalb aus einem nur in der Beobachtungsebene Schwerfeld berechnet werden, da das Schwerfeld ein Potentialfeld ist. Nach Rosenbach (1957) läßt sich die 2. Ableitung auch über eine Filteroperation, dem sogenannten Rosenbach-Filter, berechnen. Dieser Rosenbach-Filter ist im Prinzip eine Art Hochpaßfilter.

Ein linearer Anteil des Schwerfeldes (äquidistante, parallele Isolinien) hat keinen Einfluß auf die 2. Ableitung. Diese hängt vielmehr mit der Krümmung der Isolinien und dem Abstand bzw. der Änderung des Abstandes der Isolinien zusammen. In kleinen Gebieten variieren die regionalen Schwerfelder nahezu linear, sodaß in der 2. Ableitung das Regionalfeld nicht enthalten ist, sondern nur noch Anteile lokaler Anomalien verbleiben, die auf oberflächennahe Störkörper zurückgeführt werden können. Da die 2. Ableitung sehr empfindlich auf kleine Gradienten- bzw. Krümmungsunterschiede der Isolinien reagiert, wurden für die Berechnung der 2. Ableitung die bereits mit 4s tiefpaßgefilterten Daten der Abb.III.13 verwendet. In Abb.III.15 ist die 2. Ableitung der Schwerekarte der Oberpfalz in einem Isanomalienplan dargestellt. Die beiden Teilmaxima der ZEV kommen hier ganz deutlich zum Vorschein. Auch die Fränkische Linie läßt sich klar erkennen. Die negative Schwereanomalie des Falkenberger Granits ist völlig verschwunden, nur im Bereich des Steinwald- und Fichtelgebirgs-Granits sind noch kreisförmige Isanomalien zu sehen.

In Verbindung mit der tiefpaßgefilterten Darstellung (Abb.III.14) wird deutlich, daß sich das Schweremaximum der ZEV additiv zusam-

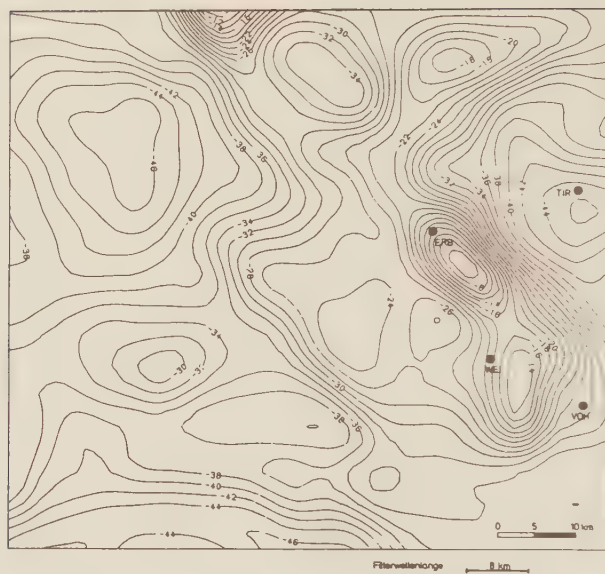


Abb.III.13: Mit $\lambda_s = 4s$ Tiefpaß-gefilterte Schwerekarte

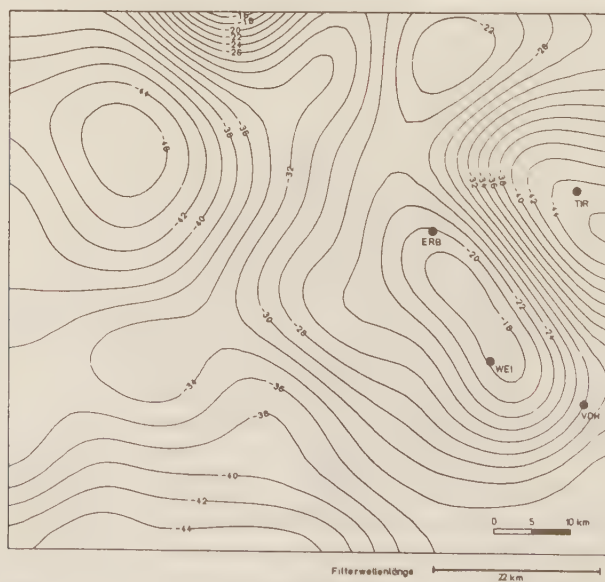
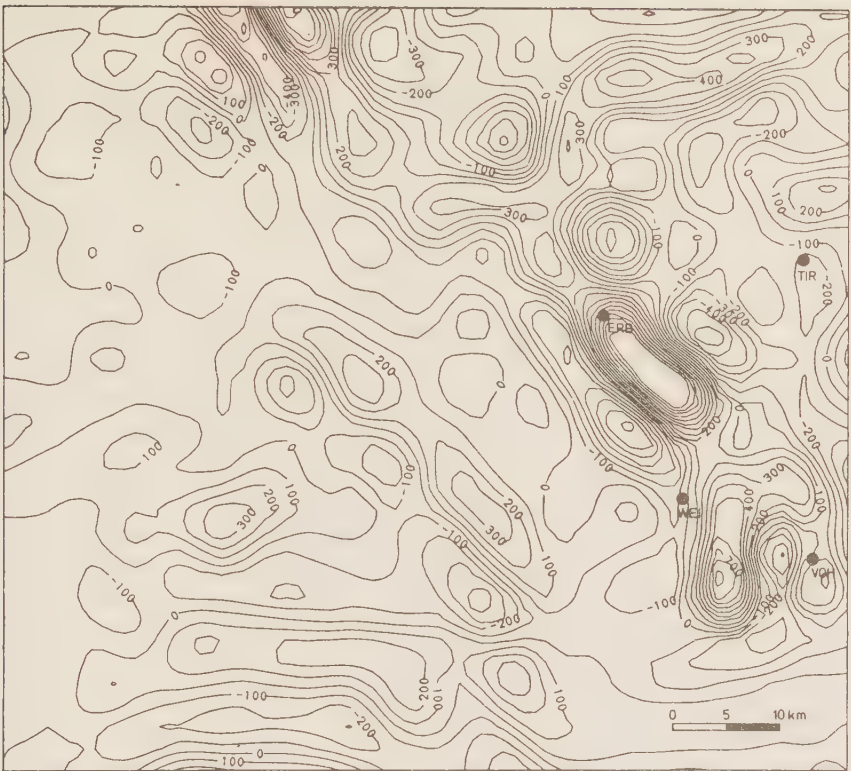


Abb.III.14: Mit $\lambda_s = 11s$ Tiefpaß-gefilterte Schwerekarte.



2. Ableitung

Abb.III.15: Isolinien der 2. vertikalen Ableitung des Schwerefeldes in der Oberpfalz.

men setzt aus der positiven Anomalie der Gneise, die bereits eine höhere Dichte als die sie umgebenden Granite und Sedimente haben, sowie der Anomalie der Amphibolite, deren Dichte wiederum höher als die der Gneise ist. Da aber die ganze ZEV an der Oberfläche recht gleichmäßig mit Amphiboliten durchsetzt ist, muß angenommen werden, daß im Bereich der beiden Teilmaxima die Amphibolite besonders mächtig sind.

Die Nebenminima westlich und östlich des nördlichen Teil-Maximums der ZEV (vgl. Abb.III.15, südöstlich ERB = Erbdorf) sind wahrscheinlich auf Nebeneffekte des Filteroperators zurückzuführen. Eine geologische Erklärung hierfür kann nicht gefunden werden.

IV Die Vermessungen der Schwere in der Oberpfalz längs Profilen

IV.1 Die Gravimetrie-Profile

Die in dieser Arbeit behandelten Profile in der Oberpfalz sind in einer vereinfachten geologischen Karte eingezeichnet (Abb.IV.1a). Zusätzlich ist in Abb.IV.1b noch einmal das Schwerefeld der Oberpfalz in Isolinien-Darstellung (erhalten aus den Daten der Schwerekarte von Plaumann (1986)) in dem entsprechenden Ausschnitt wiedergegeben. Bei der Betrachtung von Abbildung IV.1a fällt schon auf, daß alle Profile mit den Graniten der Oberpfalz bzw. der ZEV in Verbindung stehen. Hauptanforderung an die Gravimetrie war auch, Aufklärung der Raumlage und der Dicke dieser geologischen Komplexe zu erhalten. Die Lage der Profile wurde in ihren Grundzügen mit Dr. G. Stettner vom Bayerischen Geologischen Landesamt abgesprochen. Desweiteren stand in der Planungsphase ein Ausschnitt der vorläufigen Schwerekarte der Oberpfalz von Plaumann (1984, pers. Mitteilung) zur Verfügung. Auf der Grundlage dieser Karte konnten die meisten Profile senkrecht zum Streichen der Schwereanomalien gelegt werden, was Voraussetzung für die Auswertung mittels zweidimensionaler Modellrechnungen ist. Bei der Anlage des Steinwald-Profiles (6) stand bereits die Überlegung im Hintergrund, bei der Auswertung dreidimensionale Modelle zu berechnen.

Insgesamt wurde entlang von 7 Profilen mit einer projizierten Gesamtlänge von knapp 130 km und einem mittleren Meßpunktabstand von 100 m die Differenz der Erdschwere gemessen und zudem auf Teilstücken der Profile 1, 3, 4 und 6 die Totalintensität des erdmagnetischen Feldes, da die entlang dieser Teilstücke kartierten Amphibolite und Serpentine größere Magnetfeld-Anomalien erwarten ließen. Die Profile SCHÖNFICHT und FLOSS, über die bereits Interpretationen von Claussen (1985) vorlagen, wurden nochmals mit Hilfe der Daten von Fuchs (1979) vermessenen Profile ALTENPARKSTEIN und WEIDEN um 20 bzw 31 km nach Westen verlängert und neu bearbeitete sowie interpretiert. Die neuen Namen dieser

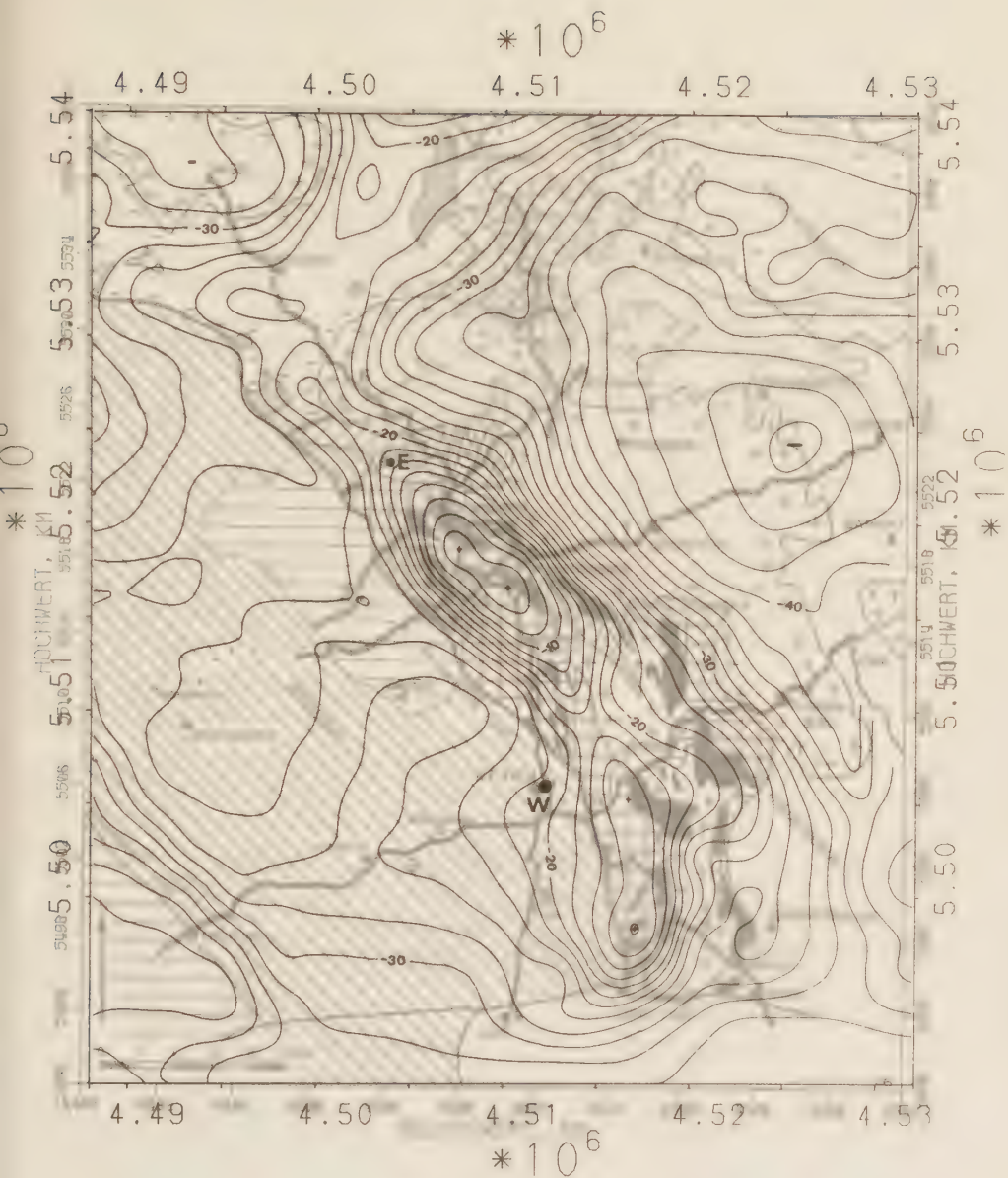
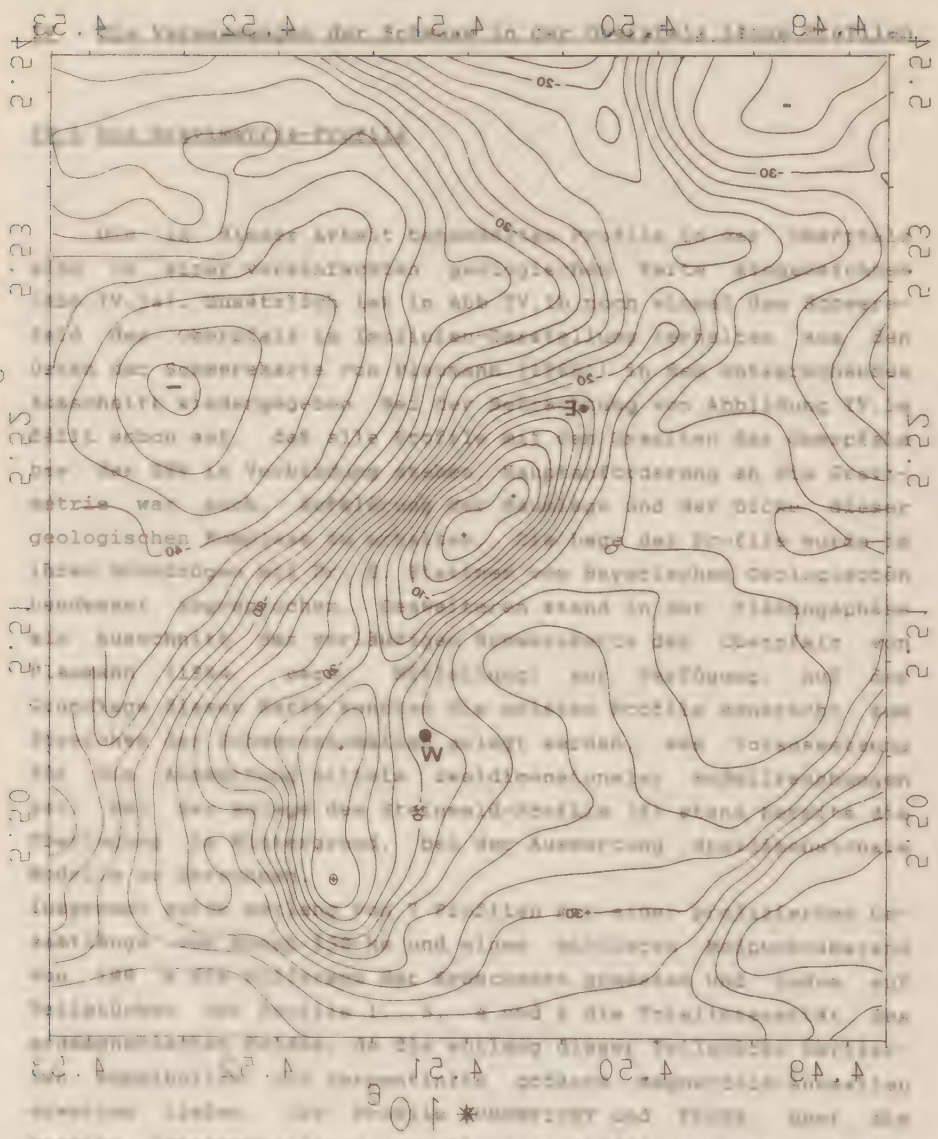


Abb. IV.1b: Isoliniendarstellung des Schwerefeldes der Oberpfalz im gleichen Maßstab und Ausschnitt wie Abb. IV.1a. Die Zahlen am Rand kennzeichnen Gauß-Krüger-Koordinaten in Meter.

in Meter.

Zahlen am Rand kennzeichnen Gauß-Krüger Koordinaten im gleichen Maßstab und Ausschnitt wie Abb. IV.1a. Die App. IV.1b: Isoliniendarstellung des Schwerfeldes der Oberpfalz



* 10 g

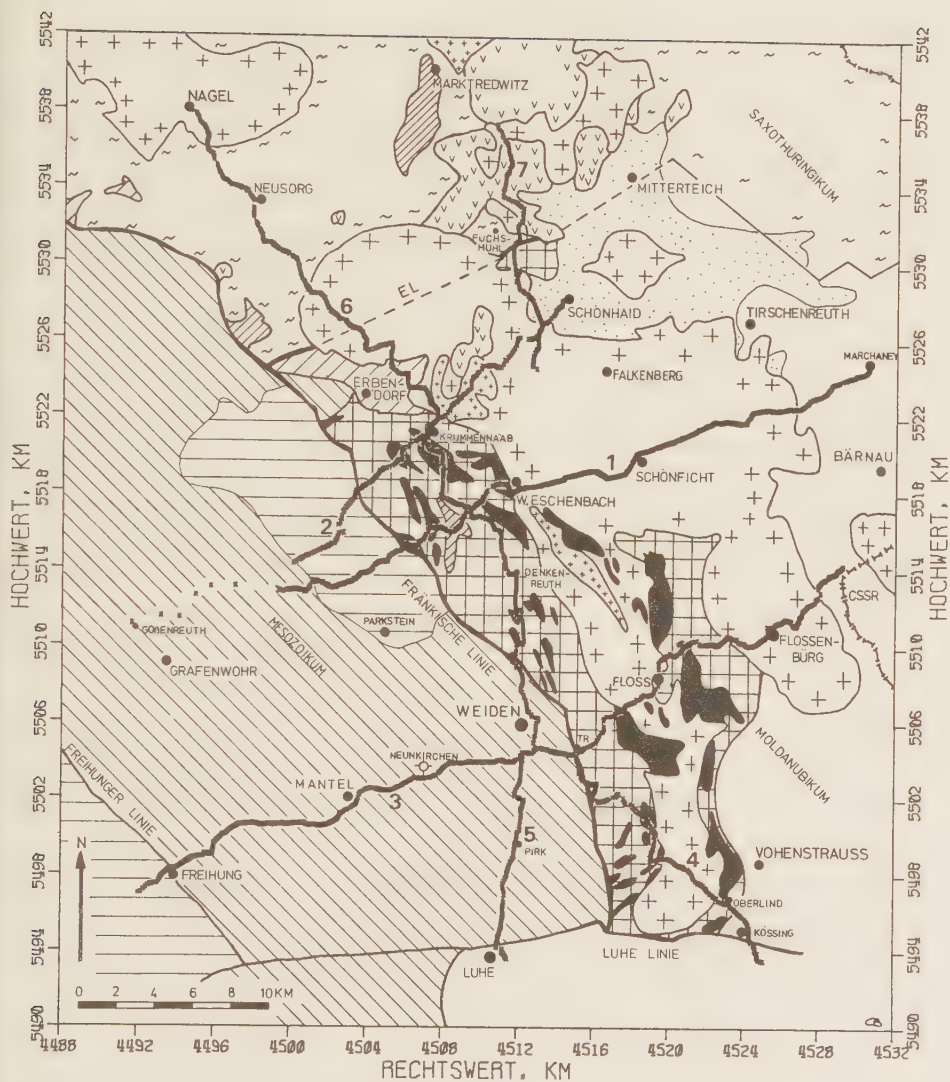


Abb.IV.1a: Lage der Gravimetrie - Profile und geologische Skizze der Oberpfalz. Die Zahlen am Kartenrand kennzeichnen Gauß-Krüger-Koordinaten.

Profile setzen sich aus Teilen der jeweiligen alten Namen zusammen: ALTSCH und WEIFLO. Eine genaue Beschreibung der geographischen Lage sowie der geologischen Verhältnisse entlang der Profile findet sich bei der Besprechung der jeweiligen Profile.

Die endgültige Lage der Meßstrecken ergab sich schließlich durch die Forderungen: erstens zur Ermittlung der für die Reduktionen notwendigen absoluten Höhenwerte der einzelnen Meßpunkte möglichst viele Höhenfestpunkte entlang der Meßstrecken in Abständen von wenigen Kilometern einzubeziehen, zweitens die Meßstrecken möglichst geradlinig zu wählen, um Fehler bei der Projektion der Meßpunkte auf eine Profillinie bei der späteren Auswertung zu vermeiden, sowie drittens die Meßstrecken zur Erleichterung der Messungen im Gelände entlang von möglichst wenig befahrenen Straßen und Wegen zu legen.

Desweiteren wurde auch darauf geachtet, daß die Meßpunkte bekannter absoluter Schwere des deutschen Schwerenetzes möglichst schnell zu erreichen sind, um so die nur relativ gemessenen Schwerewerte dort an die absolut bekannten Schwerewerte anschließen zu können.

Legende zu Abbildung IV.1a:

	Granit		Redwitzit		Orthogneis
	Basalt		Amphibolit		Gneise der ZEV
	paläozoische Schiefer des Saxothuringikums		Kreide		Sedimente des Rotliegenden u. der Permotrias
	Erbendorfer Grünschiefer- zone		moldanubische Gneise		tertiäre Bedeckung

Gravimetrie - Profile :

- | | |
|--|-------------------------|
| 1 — ALTSCH (Altenparkstein-Schönficht) | 2 — KRUMM (Krummennaab) |
| 3 — WEIFLO (Weiden-Floss) | 4 — LIND (Oberlind) |
| 5 — PIRK (südl. Weiden) | 6 — STEIN (Steinwald) |
| 7 — EL (Erbendorfer Linie) | |

IV.2 Durchführung der Messungen

Die Geländemessungen wurden von Sommer 1984 bis Herbst 1985 jeweils von einem aus drei Personen bestehenden Meßtrupp durchgeführt. Eine Person nahm die Gravimeter-Messungen vor und sorgte für einen genauen Eintrag der Lage der Meßpunkte in die topographische Karte 1:25.000, während die beiden anderen mit dem Nivellement (s.u.), der Markierung der Meßpunkte und streckenweise mit den Magnetfeld-Messungen beschäftigt waren. Diese Messungen konnten vom Verfasser nur mit Hilfe der tatkräftigen Unterstützung von zahlreichen Mitarbeitern des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München und anderen Helfern durchgeführt werden, wofür ihnen an dieser Stelle nochmals herzlich gedankt sei.

Die folgende Tabelle gibt Aufschluß über Zeitpunkt und Teilnehmer der einzelnen Messungen:

Profilname	Teilnehmer	Zeitraum
SCHÖNFICHT	Bergmann, Bucker, Claussen, Kemski	Juli 1984
FLOSS	Appel, Bucker, Claussen, Keller	August 1984
STEIN	Bucker, Calvo, Claussen, Wohl	September 1984
PIRK	Bopp, Bucker, Engel	April 1985
LIND	Bucker, Nixdorf, Rolf	Juni 1985
KRUMM	Bucker, Krammer, Pätzold	September 1985
EL	Bucker, Neumann, Pätzold	Oktober 1985

Tabelle 1: Teilnehmer und Zeitraum der Meßkampagnen

Für die Schweremessungen entlang der Profile SCHÖNFICHT und FLOSS stand das La Coste-Romberg Gravimeter G 87 der Abt. 1 des Geodätischen Forschungsinstitutes der Deutschen Geodätischen Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften zur Verfügung, da das institutseigene Gerät gleichen Typs (G 250) zu dieser Zeit in Nord-Kanada eingesetzt war. Für die Vermessung der

Erdschwere und des Erdmagnetfeldes auf den übrigen Profilen standen Geräte des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geophysik der LMU München zur Verfügung.

Laut Herstellerangaben ermöglicht das La Coste-Romberg Gravimeter die Messung von Schweredifferenzen in einem Bereich von 7000 mGal mit einer Genauigkeit von ± 0.01 mGal; die Gerätedrift wird mit 1 mGal/Monat angegeben. Nach eigenen Erfahrungen war die Drift des verwendeten Gerätes noch deutlich geringer (s.a. Kap.IV.4.6). Die Meßgenauigkeit konnte durch unmittelbar aufeinanderfolgende Wiederholungsmessungen am selben Punkt bestätigt werden. Auch an den Kreuzungspunkten der Profile konnte die Genauigkeit der Einzelmessungen verifiziert werden: hier betrugen die Schweredifferenzen (nach Gezeiten- und Driftkorrektur) nie mehr als ± 0.03 mGal. Vergleichsmessungen zwischen den Gravimetern G 87 und G 250 zeigten, daß beide Geräte gleich zuverlässig arbeiteten.

Zur Ermittlung der absoluten Schwere wurde jedes Profil über seinen Hauptbasispunkt an einen Gravimeterpunkt der Deutschen Geodätischen Kommission angeschlossen. Die hierfür verwendeten Stationen des deutschen Schwerenetzes sind in Tabelle 2 aufgelistet. Die angegebenen absoluten Schwerewerte müssen noch um einen konstanten Betrag von -14.96 mGal berichtigt werden (Korrektur zum Potsdamer Datum). Sie beziehen sich dann auf das International Gravity Standardization Net (IGSN 71) (Bosch, 1984, pers. Mitteilung).

Der zeitliche Gang des Gravimeters (bedingt durch die Gezeiten und Geräte-Drift) konnte durch Wiederholungs-Messungen in Abständen von ca. 2 Stunden an einem Hauptbasispunkt bzw. mehreren Nebenbasispunkten auf jedem Profil erfaßt und rechnerisch eliminiert werden. Für die ΔT -Messungen, die mit einem Protonen-Magnetometer der Fa. Askania durchgeführt wurden, wurden die zeitlichen Variationen des Erdmagnetfeldes mit Hilfe der Dauerregistrierungen des Geophysikalischen Observatoriums Fürsteneck berücksichtigt.

Die Messung der Totalintensität des Erdmagnetfeldes parallel zu den Schweremessungen erwies sich teilweise als sehr problematisch. Zum Einen ist der für Schwere-Messungen günstige Meßpunkt-Abstand von 100 m für engräumige Magnetfeldanomalien sicherlich

Profil	Schwerepunkt	absolute Schwere, mGal
SCHÖNFICHT	6139/1A Schönficht	980 921.60 ± 0.02
FLOSS	6338/3C Weiden-Nord	980 958.21 ± 0.02
STEIN	6138/1A Erbdorf	980 962.48 ± 0.02
PIRK	6239/1A Neustadt	980 964.24 ± 0.02
LIND	6338/1A Rothenstadt	980 952.08 ± 0.02
KRUMM	6138/1A Erbdorf	980 962.48 ± 0.02
EL	6039/1A Mitterteich	980 939.67 ± 0.02

Tabelle 2: Anschluß der Gravimetrie-Profile an Schwerpunkte des deutschen Schwerenetzes.

zu groß, da hier die Gradienten der Anomalien wesentlich größer sind als in der Gravimetrie. Zum Anderen konnte aus Kosten- und Zeitgründen sowie zugunsten einer höheren Meßgenauigkeit nicht darauf verzichtet werden, die Messungen größtenteils entlang von geteerten Straßen und geschotterten Wegen durchzuführen. Obwohl die Magnetfeldsonde immer einige Meter entfernt aufgestellt wurde, hat diese oftmals mit Basalten versetzte Befestigung der Straßen und Wege sicherlich einen störenden Einfluß auf die Magnetfeldmessungen. Zudem waren in der Umgebung von Ortschaften und Hochspannungsleitungen störende Felder zu groß, um brauchbare Werte der Magnetfeldintensitäten erhalten zu können.

Die Messung der relativen Höhen der einzelnen Meßstationen wurde mit dem selbsthorizontierendem Nivelliergerät Ni2 (Fa. Zeiss, Oberkochen) durchgeführt, mit dem gleichzeitig auch die Entfernung zwischen den einzelnen Stationen gemessen wurde. Durch den Anschluß an Höhenfestpunkte bekannter Höhe über dem Meeresspiegel (NN) (deren Lage und Höhenangabe freundlicherweise vom Bayerischen Landesvermessungsamt München zur Verfügung gestellt wurde), konnte einerseits die absolute Höhenlage der Meßpunkte festgestellt werden, andererseits war dadurch auch eine Kontrolle der eigenen Höhenmessungen möglich. Bei den Anschlußmessungen an die Höhenfestpunkte betrugen die Differenzen zu den Angaben des Landesvermessungsamtes minimal ± 0.1 cm, maximal ± 10 cm und im Durchschnitt

± 3 cm.

Soweit die Lage der Meßpunkte eindeutig in der topographischen Karte 1:25.000 zu identifizieren war, wurde sie dort eingetragen. Die übrigen Punkte konnten mit Hilfe der gemessenen Entfernungen ebenfalls in der Karte eingetragen werden. Die hierbei erreichbare Genauigkeit beträgt etwa ± 0.5 mm in der Karte, was etwa ± 15 m im Gelände entspricht.

IV.3 Gesteinsdichten

Die Gesteinsdichte ist der physikalische Parameter, dessen Variation in lateraler Richtung die Anomalien des Schwerfeldes verursacht. Für die Bearbeitung der gemessenen Schwerewerte ist daher die Kenntnis der Gesteinsdichten im Untersuchungsgebiet von grundlegender Wichtigkeit.

Für die Bestimmung der Gesteinsdichten im Untergrund sind Kerne aus Bohrungen am besten geeignet. Bohrerergebnisse liegen jedoch für den Kristallinbereich des Untersuchungsgebietes nur in beschränktem Maße (im wesentlichen durch die Geothermie-Vorbohrungen zur KTB mit einer Teufe bis zu 300 m) vor.

Auch das Nettleton-Verfahren (Nettleton, 1967), das oft für Dichtebestimmungen in Sedimentgebieten eingesetzt wird, konnte nicht angewandt werden. Ganz offensichtlich wird in vielen Teilen des Untersuchungsgebietes die Topographie durch geologische Strukturen (Granite, Amphibolite) bestimmt, und es besteht so ein direkter Zusammenhang zwischen den Bouguer-Anomalien und der Topographie.

Zur Ermittlung der Gesteinsdichten wurden entlang der Profile Handstücke von verschiedenen Kristallingesteinen entnommen. Allerdings ist die Aufschlußsituation im Untersuchungsgebiet insbesondere bezüglich der Gneise relativ schlecht, so daß teilweise nur verwitterte Handstücke entnommen werden konnten, deren Dichte niedriger sein dürfte als die "frischer" Gesteine.

Tabelle 3: Gesteinsdichten nach eigenen Untersuchungen sowie anderer Autoren (* Fuchs, 1979, ** Plaumann, 1976).

GESTEINSDICHTEN

Gesteinsart	Fundort	R	H	Einzeldichten [g/cm ³]											Dichte g/cm ³
				20	1	2	3	4	5	6	7	8	9	30	
Bänderamphibolit	N' Roggenstein	4518600	5501100										••		2.94
Granit	E' Luhe	4511200	5494200						•	•					2.53
Granit	S' Luhe	4511400	5493600						•						2.53
Arkose	N' Luhe	4511000	5494500						•						2.56
Gneis, verw.	N' Mitterhöll	4515900	5502900								•				2.67
Gneis, verw.	E' Muglhof	4516900	5502200						••						2.58
diapht. Gneis	Kaimling	4519200	5499600									••••			2.81
diapht. Gneis	Unterlind	4521700	5497700									••••			2.86
Granit	Leuchtenberg	4520600	5500200							••••					2.65
Gneis	W' Erbendorf	4502500	5521900								••				2.71
Serpentinit	N' Erbendorf	4503200	5523800								•				2.71
Speckstein	N' Erbendorf	4502300	5524400										•		2.92
Granit	Steinwald	4503700	5526200						••••						2.58
Serpentinit	N' Erbendorf	4505800	5523400								•••••				2.75
Granit	Fichtelgebirge	4494500	5538600						••••						2.56
KSF	Neusorg	4498100	5532400									••••			2.74
Gneis-Schiefer	Ebnath	4497500	5533800						••••						2.61
KSF	Brand	4494800	5536000								••••				2.74
Gneis	Mähring, Bohrk.												•		2.86
Glimmer-Schiefer	Fullenreuth	4499900	5532300									•			2.79
Gneis*	Steinreuth										•••••				2.71
Granit*	Luhe								••••						2.54
Amphibolit*	Gleissenthal													■	2.96
Arkose*	Luhe							••••							2.40
Gneis*	Oberköblitz										••••				2.70
Granit**	Steinwald														2.59
Serpentinit**	N' Erbendorf	4502300	5524500						•						2.72
Glimmerschiefer**	E' Mitterteich	4525300	5535400									•			2.75
Sandstein**	W' Parkstein	4498500	5515100					■							2.36
Quarzit**	N' Steinwald	4503400	5533500									■			2.64

Fortsetzung von Tabelle 3: Gesteinsdichten

Gesteinsart	Fundort	mittlere Dichte, g/cm ³	Autor
Gneis	S' Erbdorf	2.73	diese Arbeit
Basalt	Triebendorf	3.14	" "
Sandstein	Mühlberg	2.34	" "
Granit	Steinwald	2.59	Plaumann, 1976
Quarzit	Neusorg	2.64	Plaumann, 1976
Granit	Flossenbürg	2.60	Rummel, 1967
Granit	Falkenberg	2.624	Wöhrle, 1981
Amphibolit	Gleissenthal	2.96	Claussen, 1985
Gneis	Gleissenthal	2.74	" "
Granit	Neuhaus	2.63	" "
Aplit	Schnackenhof	2.86	" "
Gneis	Schwarzenbach	2.69	" "
Gneis	Plankenhammer	2.72	" "
Amphibolit	Plankenhammer	2.90	" "
Granit	Flossenbürg	2.62	" "
Gneis	Silberhütte	2.72	" "

Die "Rohdichte" (Porenraum mit Wasser gefüllt) der Handstücke wurde nach dem Auftriebsprinzip durch Wägung in Luft und Wasser gemessen. Die Fundorte und Ergebnisse der Dichtebestimmungen sind in Tabelle 3 zusammengefaßt. Desweiteren konnte auf eine Reihe von Dichtebestimmungen anderer Autoren zurückgegriffen werden, die teilweise ebenfalls in Tabelle 3 wiedergegeben sind.

Ein besonderes Problem bildet noch die Dichtebestimmung der Zone Erbdorf-Vohenstrauß. Dieser hauptsächlich aus Gneisen (Dichte 2.72 g/cm³) bestehende Deckenkomplex ist an seiner Oberfläche zu etwa einem Drittel von Amphiboliten (Dichte 2.96 g/cm³) durchzogen. Nimmt man an, daß die Amphibolite im Untergrund zu dem gleichen Prozentsatz vorhanden sind, so muß für den Komplex der ZEV eine Blockdichte von 2.80 g/cm³ angenommen werden.

IV.4 Reduktionen

IV.4.1 Referenz - System

Die Bouguer - Anomalie ist definiert durch (s.z.B. Morelli, 1976)

$$\Delta g'' = g - \gamma_0 + \delta g_F - \delta g_{top}$$

Dabei ist g die vom Einfluß der Gezeiten und der Gerätedrift (δg_{gez}) befreite, an einer Station gemessene absolute Schwere:

$$g = g_{gem} - \delta g_{gez}$$

γ_0 ist die Normalschwere, δg_F die Freiluft-Reduktion und δg_{top} die topographische Reduktion, in der alle Massen oberhalb des Meeresspiegels (o.a. des Bezugsniveaus, s.u.) berücksichtigt werden. g und γ_0 hängen vom Schwere-Referenzsystem bzw. vom Referenz-Ellipsoid ab. Die Schwerewerte dieser Untersuchung beziehen sich auf das International Gravity Standardization Network (IGSN 1971, Doergé et al., 1977). Die Normalschwere auf dem rotationssymmetrischen Erdellipsoid, das das Geoid am besten annähert, läßt sich nach Jung (1961) mit folgender Schwereformel darstellen:

$$\gamma_0 = \gamma_a \cdot (1 + \beta \sin^2 \Phi + \beta_1 \sin^2 2\Phi)$$

Für die Berechnung wurden die Konstanten nach der Gravity Formula for Geodetic Reference System 1967 (Bulletin d'Information 31, 1973) benutzt:

$$\gamma_a = 978031.8 \text{ mGal}, \quad \beta = 0.0053024, \quad \beta_1 = 0.0000059$$

Φ ist die geographische Breite

Die geographische Breite der Meßpunkte konnte der topographischen

Karte 1:25.000 mit hinreichender Genauigkeit entnommen und die Normalschwere damit berechnet werden. Da der Nord-Süd-Gradient der Normalschwere für relativ kleinräumige Untersuchungsgebiete als konstant angenommen werden kann, genügte es, jeweils die Normalschwere des nördlichsten und südlichsten Punktes eines jeden Profils zu berechnen, und die Werte der dazwischen liegenden Stationen mit den auf die Nord-Süd-Richtung projizierten Abständen durch lineare Interpolation zu bestimmen.

IV.4.2 Schwere - Reduktionen

Gezeiten - Reduktion

Um den zeitlichen Gang δg_{zeit} des Gravimeters, der durch die periodischen Schwereänderungen der Erdgezeiten und instrumentelle Vorgänge bedingt ist, erfassen zu können, wurde in bestimmten Zeitabständen (i.a. alle 2 Stunden) an den Basispunkten die Schwere gemessen. Für jedes Profil wurden dafür je nach Länge 1-4 Basispunkte verwendet. Die Werte der Wiederholungs-Messungen wurden in Abhängigkeit von der Zeit aufgetragen und durch einen Linienzug verbunden. Die an den Meßpunkten gemessenen Schwerewerte konnten so von dem zeitlichen Gang bereinigt werden. Die zeitlichen Schwereänderungen konnten an einem Tag bis zu 0.4 mGal betragen, waren im allgemeinen jedoch kleiner als 0.2 mGal.

Als Beispiel sind in Abbildung IV.2 die Ergebnisse der Wiederholungs-Messungen der Woche vom 20.8.-24.8.1984 mit den jeweiligen Fehlerbalken von ± 0.02 mGal aufgezeichnet. In dieses Diagramm ist gleichzeitig auch die Kurve der theoretischen Gezeiten für den gleichen Zeitraum eingetragen. Die Werte der theoretischen Gezeiten wurden freundlicherweise von H. Drewes (1984, pers. Mitteilung) zur Verfügung gestellt. Es zeigt sich eine erstaunlich gute Übereinstimmung zwischen den gemessenen zeitlichen Schwereänderungen und den theoretischen Gezeiten. Dies kann als Beweis dafür angesehen werden, daß bei dem verwendeten Gravimeter die Gerätedrift durch instrumentelle Vorgänge nur sehr klein ist.

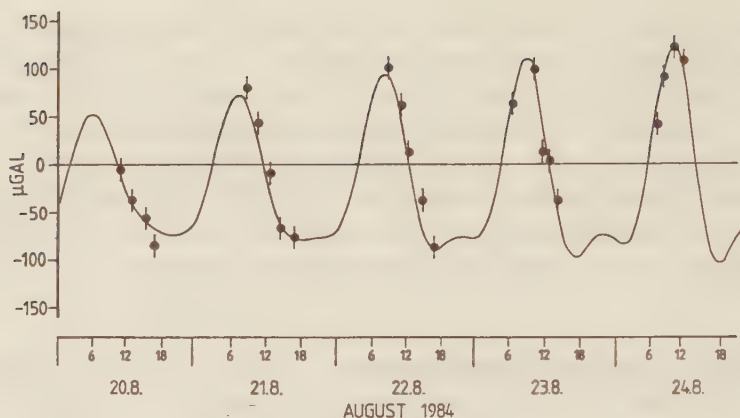


Abb.IV.2: Vergleich zwischen den am Basispunkt Krummennaab gemessenen zeitlichen Veränderungen des Schwerefeldes (Punkte mit Fehlerbalken) und den theoretischen Gezeiten (durchgezogene Linie), die nach einem Programm von H. Drewes (1984, pers. Mitteilung) berechnet wurden. Es zeigt sich eine gute Übereinstimmung.

Freiluft - Reduktion

Die mit einer Änderung des Abstandes vom Erdmittelpunkt verbundene Schwereänderung wird durch die Freiluft-Reduktion berücksichtigt. Die Freiluft-Reduktion ist gegeben durch:

$$\delta g_f = -(\partial g / \partial H) \cdot \Delta h \quad (\text{mGal})$$

Δh = Stationshöhe - Höhe des Bezugsniveaus in Metern

Die Freiluft - Anomalie läßt sich dann berechnen nach:

$$\delta g_{frei} = g - \gamma_e + \delta g_f \quad (\text{mGal})$$

Der Vertikalgradient der Schwere $\partial g / \partial H$ läßt sich nach Jung (1961) für die mittlere Breitenlage des Untersuchungsgebietes zu

-0.3086 mGal/m berechnen. Um Fehler bei den Reduktionen möglichst klein zu halten, wurde als Bezugsniveau nicht der Meeresspiegel, sondern jeweils das Niveau des tiefsten Punktes der Profile gewählt.

Aus dem Vertikalgradienten von -0.3086 mGal/m ergibt sich auch, daß die Höhen der einzelnen Stationen auf ± 3 cm genau bestimmt sein müssen, um die Meßgenauigkeit des Gravimeters von ± 0.01 mGal voll ausnutzen zu können.

Bei der Freiluft-Reduktion werden die zwischen Bezugsniveau und Stationshöhe gelegenen Massen nicht rechnerisch beseitigt, sondern in das Bezugsniveau kondensiert. Dementsprechend ist auch die Freiluft-Anomalie deutlich mit der Topographie korreliert. Die Berücksichtigung der Massen zwischen Stationshöhe und Bezugsniveau geschieht erst durch die topographischen Reduktionen.

Topographische Reduktionen

Die topographischen Reduktionen wurden wie üblich aufgespalten in die normale Bouguer-Reduktion δg_B und die Gelände-Korrektur δg_T :

$$\delta g_{top} = \delta g_B - \delta g_T \quad (\text{mGal})$$

Die Bouguer-Reduktion wird aus der Schwerewirkung einer horizontal unendlich ausgedehnten ebenen "Bouguer-Platte" der Dicke Δh berechnet:

$$\delta g_B \text{ (mGal)} = 2\pi f \cdot \sigma \cdot \Delta h = 0.04192 \cdot \sigma \cdot \Delta h \quad (\text{mGal})$$

$f = 6.67 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{g}^{-1} \text{s}^{-2}$, Gravitationskonstante

σ = Dichte der Bouguer-Platte in gcm^{-3}

Δh = Dicke der Bouguer-Platte in m

In dieser Korrektur geht zum ersten Mal die Dichte der Gesteine in der Umgebung der Meßstation als wichtiger Faktor in die Reduktion ein. Dadurch wird die Korrelation zwischen Schwere-Anomalie und Topographie, wie sie in der Freiluft-Anomalie auftritt, be-

seitigt.

Bei der Gelände-Korrektur δg_T wird berücksichtigt, daß die tatsächliche Geländeform von der idealisierten ebenen Oberfläche der Bouguer-Platte mehr oder weniger stark abweicht. Massendefizite unterhalb der Stationshöhe (Täler) als auch Massen oberhalb der Stationshöhe (Berge) verringern die Schwere, die Gelände-Korrektur δg_T ist daher stets positiv.

Die Gelände-Korrektur wird aufgespalten in eine Nahfeldkorrektur bis zu einer Entfernung von 100 m, die mittels Auszähl diagrammen bereits im Gelände durchgeführt wurde, und einer Fernfeldkorrektur, die in dieser Untersuchung bis zu einer Entfernung von 5 km durchgeführt wurde. Bei der Fernfeldkorrektur wird das Gelände auf Kreisen mit bestimmten Radien um den Meßpunkt in senkrechte Säulen eingeteilt, deren Grundfläche auf Stationshöhe liegt. Die Schwerewirkung dieser Säulen wird dann in Abhängigkeit vom Abstand zum Meßpunkt mittels Tabellen nach Schleusener (1940) bestimmt. Nach Drewes (1974) ist der Fehler bei dieser Methode nicht größer als 0.1 mGal.

Die Fernfeldkorrektur wurde entlang aller Profile für jeden vierten Meßpunkt bestimmt, die Werte für die dazwischen liegenden Stationen wurden durch Interpolation erhalten. Vor allem im Gebiet des Steinwaldes und des Flossenbürger Granits ergaben die Geländekorrekturen Werte bis zu 1 mGal, in den meisten Fällen waren sie aber kleiner als 0.2 mGal.

IV.4.3 Fehlerbetrachtungen

Der Fehler in der Bouguer-Anomalie hängt ab von den Einzelfehlern der Schwere g , der geographischen Breite ϕ , des Vertikalgradienten $\partial g / \partial H$, der Bouguer-Dichte σ und der Geländekorrektur δg_T . Führt man die Reduktionsterme in die Formel für die Bouguer-Anomalie $\Delta g''$ ein, so erhält man nach dem allgemeinen Fehlerfortpflanzungsgesetz als absoluten Fehler $m_{\Delta g''}$ von $\Delta g''$ (siehe z.B. Schleusener et al., 1974):

$$m_{\Delta g}^2 = m_g^2 + (\gamma_a \beta \sin 2\phi)^2 m_\phi^2 + (\delta g / \delta H + 2\pi f \sigma)^2 m_H^2 \\ + H^2 m_{\delta g / \delta H}^2 + (2\pi f H)^2 m_\sigma^2 + m_{\delta g_T}^2$$

Berechnet man die Bouguer-Anomalie mit einer einheitlichen Dichte, so erhält man eine integrale Information über alle Massen-Anomalien unterhalb des Meßpunktes. Die eingeführte Dichte kann zunächst als fehlerfreie Größe angesehen werden. Das gleiche gilt für den vertikalen Schweregradienten.

Der Breitengradient der Schwere ist im Untersuchungsgebiet etwa gleich 0.8 mGal/km. Da die Breitenlage der Meßpunkte mit einer Genauigkeit von ± 10 m aus der topographischen Karte entnommen werden konnte, kann der aus der Bestimmung der geographischen Breite resultierende Fehler in der Normalschwere mit maximal ± 0.01 mGal vernachlässigt werden. Die Fehler der anderen Größen wurden bereits in den vorherigen Abschnitten angegeben zu:

$$m_g = \pm 0.03 \text{ mGal}, \quad m_H = \pm 0.03 \text{ m}, \quad m_{\delta g_T} = \pm 0.1 \text{ mGal}$$

Mit diesen Werten erhält man für eine Reduktionshöhe von 0 m einen absoluten Fehler der Bouguer-Anomalie von:

$$m_{\Delta g} = \pm 0.1 \text{ mGal}$$

Der größte Einfluß auf den Fehler der Bouguer-Anomalie resultiert (neben der Bouguer-Dichte σ) vom Betrag der Reduktionshöhe.

Will man Aussagen über die Schwereanomalien unterhalb des Bezugsniveaus machen, so muß man Annahmen über die Dichte der geologischen Formationen zwischen Stationshöhe und Bezugsniveau treffen. Dichte und Vertikalgradient sind dann als mit Fehlern behaftete Größen einzuführen. Für die Dichte kann ein maximaler Fehler von $m_\sigma = \pm 0.1 \text{ gcm}^{-3}$ als realistisch angenommen werden. Der Vertikalgradient kann für das Untersuchungsgebiet als konstant angesehen werden. Die Tabelle 4 verdeutlicht die Zunahme des Fehlers der Bouguer-Anomalie mit zunehmender Reduktionshöhe H.

H	0	100	200	300	400	m
m_{Ag}	± 0.1	± 0.5	± 0.9	± 1.4	± 1.8	mGal

Tabelle 4: Zusammenhang zwischen der Reduktionshöhe H und dem Fehler der Bouguer-Anomalie m_{Ag} .

Bereits bei einer Reduktionshöhe von 200 m kann der maximale Fehler der Bouguer-Anomalie etwa gleich 1 mGal sein. Hier wird deutlich, daß bei großen Reduktionshöhen Bouguer-Reduktionen irreführend sein können, da dann die Gefahr besteht, daß man Schwereanomalien, deren Ursprung in Massenanomalien zwischen Stationshöhe und Bezugsniveau liegt, "wegreduziert". Auf diese Problematik geht u.a. Vogel (1982) näher ein.

IV.5 Regionalfeld

Unter dem Regionalfeld sollen hier die Anteile der Schwere verstanden werden, deren Ursachen außerhalb des Untersuchungsgebietes liegen. Auskunft über solche übergreifenden Regionalfelder konnte die Schwerekarte 1:1.000.000 der Bundesrepublik Deutschland von Gerke (1957) geben, die allerdings den Isolinenverlauf im angegebenen Bereich als unsicher wiedergibt. Desweiteren lag das Blatt Vienna des Bureau Gravimétrique International (1967) vor, das zusätzlich die angrenzenden Gebiete der CSSR und DDR im Maßstab 1:1.000.000 mit einem Isolinenabstand von 5 mGal wiedergibt. In dieser Karte ist ein ausgeprägtes Schwereminimum fast kreisförmiger Struktur mit einer Amplitude von etwa -60 mGal zu erkennen. Es liegt in etwa 50 km Entfernung nordöstlich vom Untersuchungsgebiet. Die -50 mGal-Isolinie schließt eine Fläche von ca. 25x35 km² ein. Zur Erfassung des Fernfeldes dieses

Schwereminimum wurde ein einfaches Modell angenommen und das Schwerfeld bis in das Untersuchungsgebiet hinein berechnet. Hierbei ergaben sich lineare Regionalfeldgradienten im Intervall von -3.3 mGal/km bis -0.5 mGal/km für das Untersuchungsgebiet, die bei den drei auf das Schwereminimum zulaufenden Profilen ALTSCH, KRUMM und WEIFLO bei der Ermittlung der Schwereanomalien entsprechend berücksichtigt wurden. Ein weiteres Argument für die Berücksichtigung eines Regionalfeldes ist das Abtauchen der Moho von etwa 30 km in der Oberpfalz auf etwa 38 km in der Prager Senke (vgl. Kap.3.1), was auch eine Abnahme der Schwere zur Folge hat (Massen höherer Dichte liegen tiefer). Trotz Berücksichtigung aller zur Verfügung stehenden Informationsquellen bleibt allerdings eine gewisse Unsicherheit in der Bestimmung des Regionalfeldes. Auf die Auswirkungen wird in dem Kapitel Modellrechnungen noch näher eingegangen.

IV.6 Bearbeitung der Daten, Darstellung der Ergebnisse

Die Berechnung der absoluten Schwere der Meßstationen aus den Schwere-Differenzen zu den Basispunkten erfolgte meistens bereits im Gelände mit einem programmierbaren Taschenrechner (SHARP PC 1245). Die zeitaufwendige Ermittlung der Geländekorrektur δg wurde per Hand durchgeführt. Hier könnte sich eine ganz wesentliche Zeitersparnis ergeben, wenn die Topographie in digitaler Form vorliegen würde, sodaß die Durchführung der Geländekorrektur im wesentlichen automatisch ablaufen könnte. Die Kosten für bereits käufliche digitale topographische Daten sind allerdings bisher noch zu hoch.

Die Berechnung der übrigen Reduktionen und das Ausdrucken der Ergebnisse sowie ihre graphische Darstellung erfolgte mit einem PC-Rechner OLIVETTI M24 unter dem Betriebssystem MS-DOS mit angeschlossenem grafikfähigen Drucker des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geophysik der LMU München. Hierfür wurde das GWBASIC-Rechenprogramm "BOURED" des Verfassers verwendet. Die

Programmiersprache GWBASIC hat den Vorteil einer recht komfortablen Bildschirmgraphik bei einer Auflösung von 640x400 pixels (1 pixel entspricht einem Bildpunkt). Die Auflösung des graphikfähigen Druckers von 0.3 mm erwies sich als völlig ausreichend, so daß auf die langsamere Plotter-Graphik verzichtet werden konnte.

Die Rechts- und Hochwerte der einzelnen Meßpunkte im Gauß-Krüger-Koordinatensystem, die Höhe über dem Meeresspiegel, der Absolutwert der Schwere und die Reduktionsdichte (die von Meßpunkt zu Meßpunkt variiert werden kann) wurden dem Rechner per Hand eingegeben. An weiteren Daten wurden noch die Normalschwere von Anfangs- und Endpunkt, die Höhe des Bezugsniveaus und einige Werte für die graphische Darstellung benötigt. Der Winkel der Streichrichtung des Profils wurde vom Rechenprogramm über den Anfangs- und Endpunkt des jeweiligen Profils ermittelt. Auf diese allgemeine Profillinie wurden dann alle Meßpunkte rechnerisch projiziert. Bereits vor der Berechnung der Reduktionen kann die Topographie entlang der Profillinie sowie die geographische Lage der Meßpunkte graphisch auf dem Bildschirm dargestellt und auf eventuelle Tipfehler überprüft werden. Nach der Rechnung werden die Werte ausgedruckt und auf dem Bildschirm graphisch dargestellt. Gegebenenfalls kann vom Bildschirminhalt eine Hardcopy auf dem Drucker hergestellt werden.

Es kommen folgende Daten zum Ausdruck: Nummer des Meßpunktes, Rechtswert, Hochwert, projizierte Entfernung vom Profilanfang, Höhe über dem Meeresspiegel, absolute Schwere am Meßpunkt, Freiluft-Anomalie, Bouguer-Anomalie und die Reduktionsdichte. Diese Daten sind für alle Stationen aller Profile im Anhang in der originalen, vom Rechner ausgedruckten Form aufgeführt. Die Datenstruktur lehnt sich im wesentlichen an einen Vorschlag von Reeves & MacLeod (1986) an.

In der graphischen Darstellung der Anomalien findet sich jeweils in der unteren Hälfte der Zeichnung die Topographie mit dem Bezugsniveau (punktiert) entlang der Profillinie und in der oberen Hälfte die berechnete Bouguer-Anomalie. Auf die Darstellung der Freiluft-Anomalie wurde verzichtet, da sie wenig aussagekräftig ist.

IV.7 Beschreibung der Profile

Im folgenden werden die einzelnen Profile beschrieben, beginnend mit den Profilen senkrecht zum Streichen der ZEV. Dabei werden für jedes Profil zunächst die geologische und geographische Situation besprochen, woran sich Erläuterungen zur Topographie anschließen. Im weiteren wird dann jeweils ausführlich auf die Bouguer-Anomalie des Profils eingegangen. Die Lage aller Profile kann aus Abbildung IV.1 entnommen werden.

IV.7.1 Profil 1: ALTSCH

Profil ALTSCH wurde aus den Profilen ALTENparkstein von Fuchs (1979) und SCHÖnficht von Claussen (1985) zusammengesetzt und neu bearbeitet sowie interpretiert. Die Beschreibung der Geologie und Geographie entlang des Profils wurde im wesentlichen von den oben genannten Autoren übernommen.

Das Profil beginnt im Westen in Gößenreuth nordwestlich von Grafenwöhr in den Trias-Sedimenten des Mesozoikums, die hier überwiegend in Form von Sandsteinen (teilweise bedeckt von quartären Schottern) anstehen. Auf den ersten 8 km wurden Schweremessungen nur an Höhenfestpunkten durchgeführt (vgl. Abb.IV.3). Das engvermessene Profil beginnt bei Altendorf im Keuper, dem ab Pfaffenreuth (bei km 10) Oberkreide-Sedimente auflagern. Diese aus wenig verfestigten Schottern, Sanden und Tonen zusammengesetzten Oberkreide-Schichten setzen sich bis zur Fränkischen Linie (km 15) fort. Ab der Fränkischen Linie etwa 0.5 km östlich von Altenparkstein steht das kristalline Grundgebirge als Gneis an. In diese Gneise der ZEV zwischen km 15 und km 21 sind Amphibolite mit einer etwa zur Fränkischen Linie parallelen Streichrichtung eingeschaltet, die teilweise an der Oberfläche anstehen (so z.B. bei Steinreuth sowie westlich Gleißenthal und bei Windisch-Eschenbach). Nach Stettner (1984, mündl. Mitteilung) können diese

Amphibolite als Platten angesehen werden, die mit 40° bis 60° nach Südwesten einfallen und vermutlich durch die Störung am Westrand der Böhmisches Masse abgeschnitten werden. Westlich von Steinreuth (km 17 - km 18) findet sich ein granitoider Gneis (Orthogneis), der ebenfalls den Glimmerschiefern der ZEV eingelagert ist.

Bei Gleißenthal (km 20) enden die Messungen von Fuchs und es schließt direkt das Profil Schönficht an. Das Waldnaabtal bei Windisch-Eschenbach (km 21) bildet die Grenze zum Falkenberger Granit, der im folgenden in seiner ganzen Breite bis etwa km 35 überschritten wird. Bei Schwarzenbach wird der Granit wieder verlassen und in Marchaney endet das Profil. In diesem letzten Profilabschnitt stehen moldanubische Gneise an, die noch von einer Reihe, teilweise gangartiger, granitischer Einschaltungen durchsetzt sind.

Die Topographie entlang des ganzen Profils ist recht bewegt und es lassen sich einige Beziehungen zu den geologischen Formationen erkennen. So zeigt z.B. das Kreidevorland eine deutliche Hochlage gegenüber den Trias-Sedimenten auf den ersten Profil-Kilometern, was auf jüngere Hebungsvorgänge zurückzuführen sein dürfte. Die beiden Erhebungen im Bereich der ZEV fallen recht genau mit den größeren kartierten Amphibolit-Komplexen zusammen, die offenbar der Erosion einen größeren Widerstand entgegensetzen. Der Falkenberger-Granit östlich des Waldnaabtals macht sich durch eine aufwölbungsartige Struktur bemerkbar.

Bei insgesamt 379 Gravimeter-Punkten weist das Profil eine auf 71°E projizierte Länge von 41.2 km auf. Die Totalintensität des Erdmagnetfeldes wurde ab Profilkilometer 20 an 249 Punkten vermessen, zusätzlich konnten im westlichen Profilabschnitt 106 Meßpunkte von Fuchs (1979) übernommen werden.

Bouguer - Anomalie

Im oberen Teil der Abb.IV.3 ist die Bouguer-Anomalie des Profils ALTSCH dargestellt. Die Reduktionsdichten findet man darunter. Es wurde ein Regionalfeld von 0.5 mGal/km in Profilrichtung

(beginnend im SW) berücksichtigt. Das Bezugsniveau für die Reduktionen liegt bei 420 m über NN.

Die Bouguer-Anomalie läßt sich grob in 4 Abschnitte einteilen, was sich auch in der Wahl der Reduktionsdichten entlang des Profils widerspiegelt. Im Sedimentvorland des Alten Gebirges, dem ersten Abschnitt des Profils, variiert die Bouguer-Anomalie wenig. Nur im Bereich der Kreide-Schichten zwischen km 10 und km 15 ist ein Minimum der Schwerewerte zu erkennen. An der Fränkischen Linie, dem Rand der Böhmisches Masse, nimmt die Schwereanomalie mit einem starken Gradienten um über 15 mGal zu. Dies läßt sich auf den hohen Dichteunterschied zwischen den Sedimenten und den Kristallingesteinen zurückführen. Aufgrund dieses starken Schweregradienten läßt sich vermuten, daß die Grenzzone Sediment/Kristallin steil steht oder nach Osten hin einfällt, was auch Fuchs (1979) durch seine Modellrechnungen zeigen konnte.

Im nun folgenden zweiten Profilabschnitt in der ZEV ist ein charakteristisches Doppelmaximum der Schwere zu erkennen, das auf die höhere Dichte der Amphibolite gegenüber den Gneisen zurückzuführen ist. Allerdings kann das Zwischenminimum kaum allein durch die Gneise verursacht werden, es dürfte vielmehr auch zu einem Teil durch den hier ausgewiesenen Orthogneis hervorgerufen sein, der spezifisch leichter als der umgebende Glimmerschiefer-Gneis der ZEV ist.

Der dritte Profilabschnitt ist durch den Falkenberger-Granit geringerer Dichte (gegenüber der ZEV) gekennzeichnet. Bereits in der ZEV nehmen die Schwerewerte wieder ab und es folgt bis km 35 ein starkes Schwere-Minimum von rund 30 mGal. Der gegenüber dem Schweregradienten an der Fränkischen Linie etwas geringere Gradient im Übergangsbereich ZEV/Falkenberger-Granit legt die Vermutung nahe, daß die Grenzzone nach Osten hin einfällt oder zumindest aber steil steht. In diesem dritten Abschnitt der Bouguer-Anomalie sind noch zwei schwache Maxima zu erkennen. Das erste liegt bei Windisch-Eschenbach (km 21) und ist auf den dort kartierten Amphibolit-Körper zurückzuführen, der sich offensichtlich noch unter dem Falkenberger-Granit fortsetzt. Das zweite Maximum bei km 27 ist nach Claussen (1985) auf aplitische

Einschaltungen im Falkenberger-Granit zurückzuführen.

Im vierten Profilabschnitt ab km 35 nehmen die Schwerewerte beim Übergang in die moldanubischen Gneise wiederetwas zu. Der ungleichmäßige Anstieg ist auf die granitischen Einschaltungen in diesem Bereich zurückzuführen. Diese granitischen Einschaltungen können auch dahingehend gedeutet werden, daß sich der Falkenberger-Granit im Osten noch unter den Gneisen fortsetzt.

Die Bouguer-Anomalie zu Profil ALTSCH kann als charakteristischer Querschnitt vom Sedimentvorland über die ZEV bis in die Granite der Oberpfalz angesehen werden.

Die Totalintensität des erdmagnetischen Feldes wurde nur für den Profilbereich stark sich ändernder Meßwerte in der ZEV dargestellt (Abb.IV.4). Im Bereich des sedimentären Vorlandes und des Falkenberger-Granits sind keine bedeutenden Anomalien zu erkennen. Im Bereich der ZEV zwischen Fränkischer Linie und Fakenberger-Granit heben sich die Amphibolit-Körper aufgrund ihrer hohen Magnetisierung durch lokale Anomalien von einigen 100 nT von den Gneisen ab.

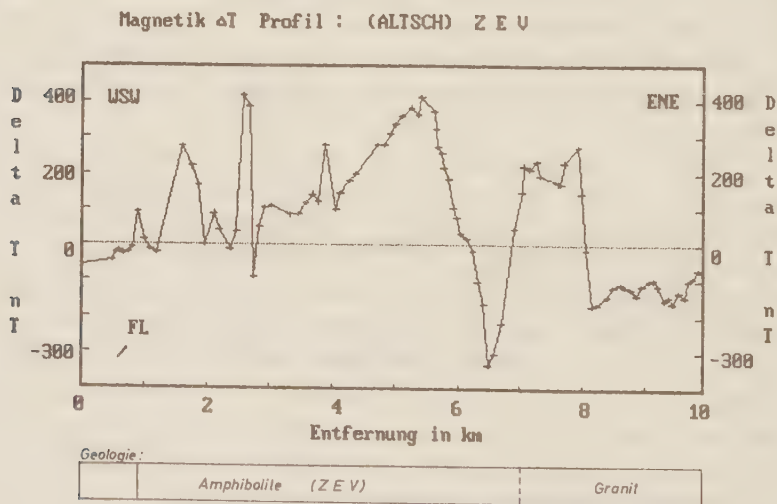


Abb.IV.4: Anomalie der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes von Profil ALTSCH im Bereich der ZEV.

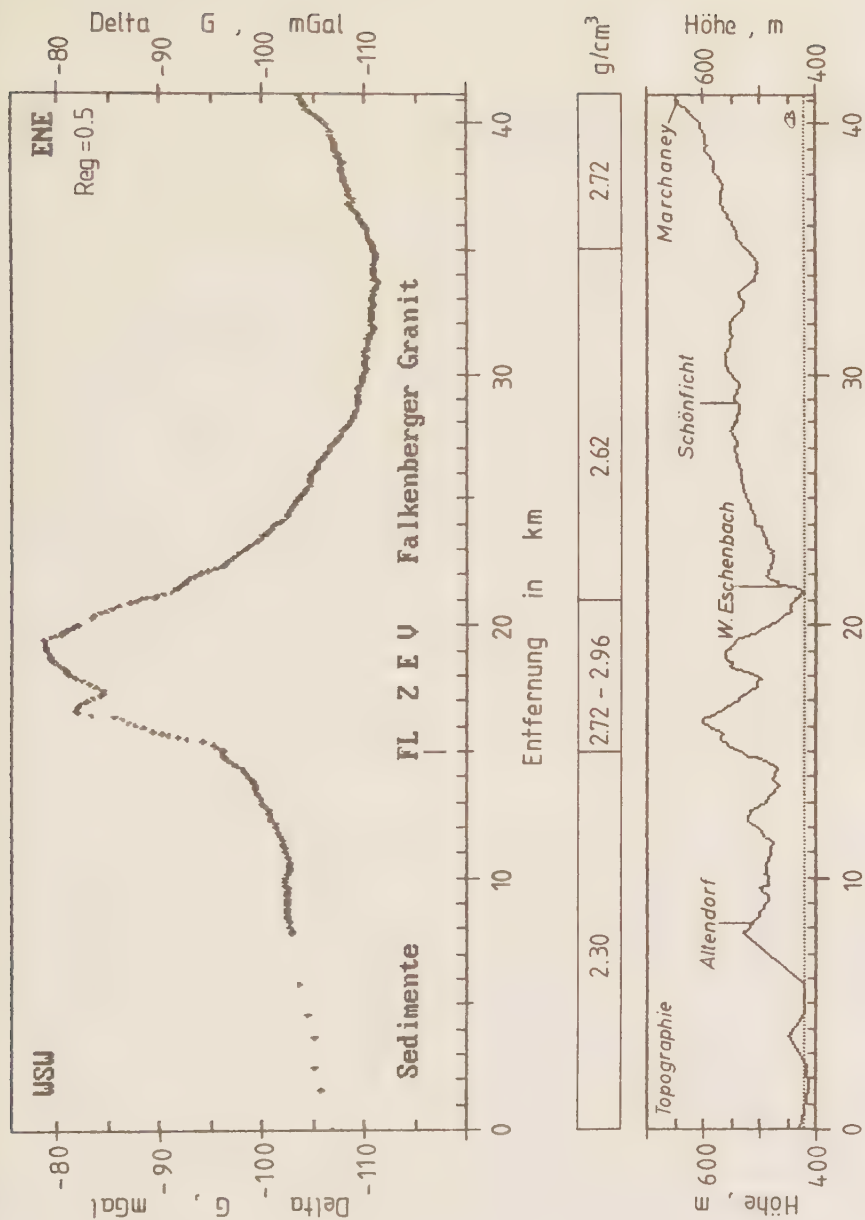


Abb.IV.3: Bouguer-Anomalie, Reduktionsdichten und Topographie zu Profil ALTSCH.

IV.7.2 Profil 2: KRUMMennaab

Profil KRUMM beginnt etwa 2 km nordwestlich von Altendorf in den Oberkreide-Schichten des Hessenreuther Forstes, die das Deckgebirge bis zur Fränkischen Linie bilden. Es liegt nördlich von Profil ALTSCH. Bei Profilkilometer 5 wird die Fränkische Linie überschritten und das Profil gelangt in die oberproterozoischen Gesteinsfolgen der ZEV. Auch in diesem Bereich sind den Gneisen und Glimmerschiefern der ZEV Amphibolitkörper eingelagert, die auf ehemalige schichtkonforme basaltische Ergüsse unterschiedlicher lateraler Ausdehnung zurückgeführt werden können. Der lagige Gesamtverband metasedimentärer und metavulkanischer Gesteine schiebt nahezu gleichsinnig nach Südwesten ein. Das Einfallen der Metabasite ist hier mit 60° bis 80° etwas steiler als bei Profil ALTSCH (Stettner, 1984, mündl. Mitteilung). Etwa 1 km nach Krummennaab (bei km 11) wird die ZEV bei der Ortschaft Reuth b. Erbdorf wieder verlassen und das Profil gelangt zunächst in den dem Friedenfelser Granit (Übergangsbereich zwischen Falkenberger- und Steinwald-Granit) eingelagerten Redwitzit (nach dem Verbreitungsgebiet bei Marktredwitz). Diese Redwitzite noritischer bis dioritischer Zusammensetzung können als basische Vorläufer der postmetamorphen Granite der nördlichen Oberpfalz und Oberfrankens angesehen werden (Richter & Stettner, 1979). Nach dieser Vorstellung müßten die Redwitzite das Liegende der Granite bilden. Der Redwitzit-Habitus ist durch ein sperriges Biotit-Gefüge gekennzeichnet. Innerhalb der prägranitischen Intrusivgesteine nehmen sie aufgrund ihres zur Basizität des Gesteins relativ hohen K_2O Gehaltes eine Sonderstellung ein (Troll, 1968). Ab etwa km 15 liegen die Meßpunkte im Friedenfelser Granit, der einen kontinuierlichen Übergang zwischen Falkenberger- und Steinwaldgranit darstellt. Bei km 18 gelangt das Profil in die tertiären Ablagerungen der Mitterrheiner Senke. Da inmitten dieser Tertiär-Senke weitere Granite aufgeschlossen sind, kann angenommen werden, daß die sedimentäre Bedeckung nur sehr geringmächtig ist und bereits in geringer Tiefe wieder Granit anzutreffen ist. Das Profil endet in der Ortschaft Schönhaid.

Die Topographie entlang von Profil KRUMM (Abb.IV.5 unten) gliedert sich deutlich in zwei durch das Tal der Krummennaab bei km 10 getrennte Abschnitte. Bis über die Fränkische Linie hinaus steigt die Geländeoberfläche fast kontinuierlich an. Bei km 6 wird der höchste Punkt des Profils mit 670 m ü NN erreicht und im folgenden Teil geht es bis zum tiefsten Punkt des Profils im Krummennaabtal stetig bergab. Im östlichen Teil des Profils ist die Topographie wesentlich ruhiger, die Höhenänderungen betragen kaum mehr als 20 m. Auffallend ist, daß der höchste Teil des Profils zwischen km 5 und km 7 nicht wie bei Profil ALTSCH mit anstehenden Amphiboliten korreliert werden kann, diese sind erst zwischen km 7 und km 10 als zwei getrennte Komplexe kartiert. Die Beziehungen zwischen Topographie und Geologie sind hier nicht so ausgeprägt wie bei Profil ALTSCH.

Die Gesamtlänge von 19.9 km von Profil KRUMM ergibt sich bei einer Projektion auf eine 46° E streichende Gerade. Die Schwere wurde an 170 Stationen gemessen, dies entspricht einem mittlerem Punktabstand von 117 m.

Bouguer - Anomalie

Die Bouguer-Anomalie von Profil KRUMM ist im oberen Teil der Abbildung IV.5 wiedergegeben, die Reduktionsdichten finden sich oberhalb der Topographie. Die Lage des Profils kann Abb.IV.1 entnommen werden. Wie bei Profil ALTSCH wurde auch hier ein Regionalfeldanteil von 0.5 mGal/km in Profilrichtung (beginnend im SW) bei der Berechnung der Bouguerschwere berücksichtigt. Das Bezugsniveau für die Reduktionen wurde auf 444 m ü NN gelegt.

Die zum Zentralteil des Profils fast symmetrische Bouguer-Anomalie von Profil KRUMM läßt sich bezüglich der Geologie in drei Abschnitte einteilen. Bereits im sedimentären Vorland des Alten Gebirges (1. Abschnitt) nimmt die Bouguerschwere bis zur Fränkischen Linie fast linear um ca. 7 mGal zu. An der Fränkischen Linie, beim Übergang in die kristallinen Gesteine höherer Dichte der Zone-Erbendorf-Vohenstrauß, wird der Schwereregradient steiler. In diesem zweiten Abschnitt der Bouguer-Anomalie im Bereich der ZEVI wird das Schweremaximum bei km 7.5 am Beginn der kartierten

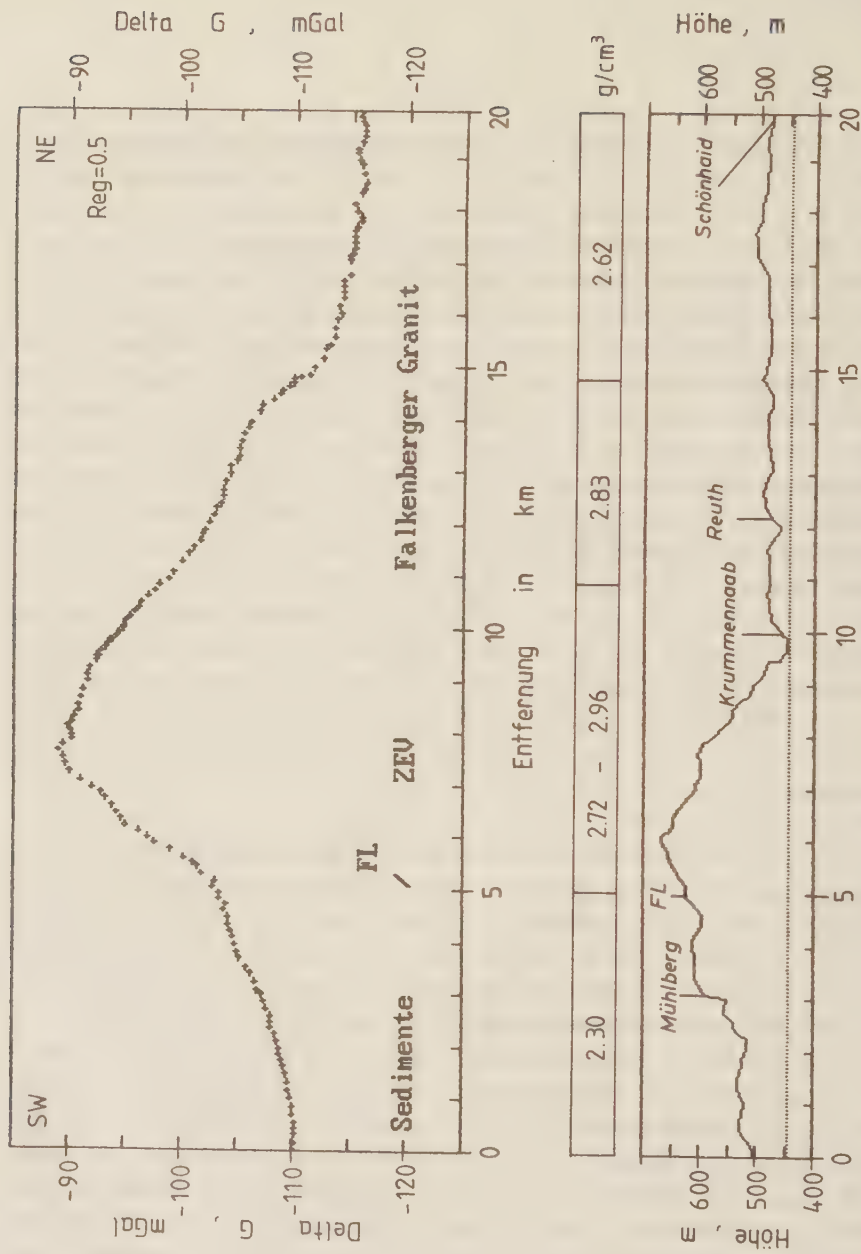


Abb.IV.5: Bouguer - Anomalie, Reduktionsdichten und Topographie zu Profil KRUMM.

Amphibolite erreicht. Im weiteren Verlauf kann das für Profil ALTSCH so charakteristische Doppelmaximum der Schwere hier nicht mehr aufgelöst werden, obwohl auch entlang von Profil KRUMM in der Geologischen Übersichtskarte 1:200.000 zwei getrennte Amphibolitkomplexe kartiert sind. Vermutlich sind die getrennt kartierten Oberflächen-Vorkommen von Amphibolit nur Ausläufer eines in der Tiefe zusammenhängenden Amphibolit-Komplexes.

Zum Falkenberger-Granit hin nimmt die Schwere mit einem, gegenüber dem Schweregradienten im westlichen Teil der ZEV, geringeren Gradienten wieder ab. Der Redwitzit-Komplex am Beginn des dritten Abschnitts bei km 11 macht sich durch ein deutliches Maximum in der Bouguerschwere bemerkbar. Dies läßt schon darauf schließen, daß der Redwitzit eine höhere Dichte als der Granit haben muß. Bezogen auf die generelle Abnahme der Schwere in diesem dritten Abschnitt - bedingt durch die gegenüber der ZEV geringere Dichte des Falkenberg-Friedenfelser-Granitkomplexes - ist der Schweregradient im westlichen Teil des Redwitzit-Komplexes geringer als im östlichen Teil.

Im Bereich des anstehenden Friedenfelser Granits zwischen km 15 und km 18 nimmt die Schwere kaum noch ab, zum Profilende hin ist der Kurvenverlauf fast horizontal.

Auch anhand der Bouguer-Anomalie läßt sich sagen, daß die sedimentäre Bedeckung in diesem Teil der Mitterteicher Senke nur sehr gering sein kann. Eine etwa hierdurch hervorgerufene Schwereanomalie ab km 18 kann kaum oder gar nicht erkannt werden. Aufgrund der geringen Reduktionshöhe wurden aber die Reduktionen auf den letzten zwei Profilkilometern mit der geringeren Dichte der Sedimente von 2.30 g/cm^3 durchgeführt.

IV.7.3 Profil 3: WEIFLO

Das Profil WEIFLO wurde zusammengesetzt aus den Profilen WEIDEN von Fuchs (1979) und FLOSS von Claussen (1985) und ebenfalls neu

bearbeitet und interpretiert. Auch hier wurde die Beschreibung der geographischen und geologischen Verhältnisse entlang des Profils größtenteils von den beiden oben genannten Autoren übernommen. Zur Lage des Profils siehe Abbildung IV.1.

Der Anfang von Profil WEIFLO liegt etwa 2 km südwestlich von Freihung, hier stehen Sedimente der Oberkreide an. Kurz nach Freihung wird die Freihunger Störungszone überschritten, an der permotriassische Schichten an die Oberfläche gehoben wurden. Im weiteren Profilverlauf bis Mantel (km 12) bilden vorwiegend Sedimente der Permotrias den anstehenden Untergrund, stellenweise sind diese auch von quartären Sanden, Schottern und Lehmen bedeckt. Auf dem nächsten Profilverlauf zwischen Mantel und Weiden herrschen durchwegs grobkörnige Rotliegend- und Permotrias-Sedimente vor. Durch Weiden zieht sich von Norden nach Süden die Altenstädter Störung, die als ein Nebenast der Fränkischen Linie angesehen wird (Steinlein, 1965). Ab dieser Störung werden an Bruchstufen nach Buntsandstein und Quartärsedimenten, die in der Umgebung von Weiden im Tal der Waldnaab (km 22) anstehen, Permotrias- und Rotliegend-Ablagerungen und schließlich an der Fränkischen Linie (km 24) die Kristallin-Gesteine des Grundgebirges herausgehoben. Der nun folgende Profilverlauf bis km 27 liegt bereits in der ZEV. Hier liegen Gneise vor, in die Quarzporphyre gangartig eingelagert sind. Der Leuchtenberger-Granit, der auf den nächsten drei Kilometern überschritten wird, stellt an der Oberfläche keinen geschlossenen Block dar, sondern ist an mehreren Stellen von Metabasiten (meist in Form langgestreckter Amphibolit-Körper) und Gneisen durchbrochen.

Bei Floss (km 30) enden die Messungen von Fuchs und es schließt nahtlos das Profil FLOSS von Claussen an. In die zwischen dem Leuchtenberger- und Flossenbürger-Granit anstehenden, teilweise tiefgründig verwitterten Gneise und Amphibolite (km 30 - km 34) sind an der Erd-Oberfläche Granitstücke mehrfach eingelagert. Dies legt die Vermutung nahe, daß Leuchtenberger- und Flossenbürger-Granit in nicht allzu großer Tiefe ineinander übergehen. Nach Madel (1975) sind diese beiden Intrusivkörper auch von dem gleichen Ausgangsmagma abzuleiten (vgl. Kap. II).

Der Flossenbürger-Granit wird ab Profilkilometer 34 in seiner

ganzen Breite von ca. 6 km überquert und ca. 1.5 km vor der Silberhütte wieder verlassen. Auf dem letzten Profilstück stehen wie bei Profil ALTSCH wieder moldanubische Gneise an, die von einigen granitischen Gängen durchsetzt sind. Das Profil endet etwa 1 km vor dem Bärnauer-Granit an der Silberhütte direkt an der Grenze zur CSSR.

Die Topographie entlang des gesamten Profils ist sehr bewegt. Im Bereich des sedimentären Vorlandes fallen die breiten Täler der Heidenaab bei Mantel und der Waldnaab bei Weiden auf. Die mittlere Geländehöhe ist hier etwa gleich 400 m ü NN. Bereits kurz vor der Fränkischen Linie (km 23) beginnt der Aufstieg des Grundgebirges des Oberpfälzer Waldes in einem Anstieg der Geländeoberfläche. Von Weiden (390 m ü NN) bis zum Profilenende bei der Silberhütte (860 m ü NN) hat man, unterbrochen von einigen Tälern, eine Höhendifferenz von rund 470 m zu überwinden (vgl. Abb. IV.6, unten).

Bei insgesamt 427 Gravimeter-Meßpunkten weist das Profil eine, bei einer auf 65°E Streichen projizierten Geraden, Gesamtlänge von 41.0 km auf.

Bouguer - Anomalie

In Abb.IV.6 oben ist die Bouguer-Anomalie für Profil WEIFLO dargestellt. Das Reduktionsniveau liegt bei 392 m ü NN (punktier-te Linie in der Darstellung der Topographie). Die verwendeten Reduktionsdichten können dem Balkendiagramm oberhalb der Topogra-phie entnommen werden. Für Profil WEIFLO wurde bei der Ermittlung der Bouguer-Anomalie ein Regionalfeldanteil von 0.35 mGal/km in Profilrichtung (beginnend im SW) berücksichtigt.

Die verwendeten Reduktionsdichten variieren in einem großen In-tervall. Im sedimentären Vorland sind sie größer als 2.20 gcm^{-3} (Oberkreide) und kleiner als 2.40 gcm^{-3} (Rotliegendes) und nehmen im Kristallin des Alten Gebirges bis auf Werte zwischen 2.61 gcm^{-3} (Flossenbürger Granit) und 2.90 gcm^{-3} (Amphibolite) zu.

Eine bedeutende Schwereanomalie wird durch die Freihunger Störungszone bei km 2.5 verursacht. Innerhalb von 4 km nehmen

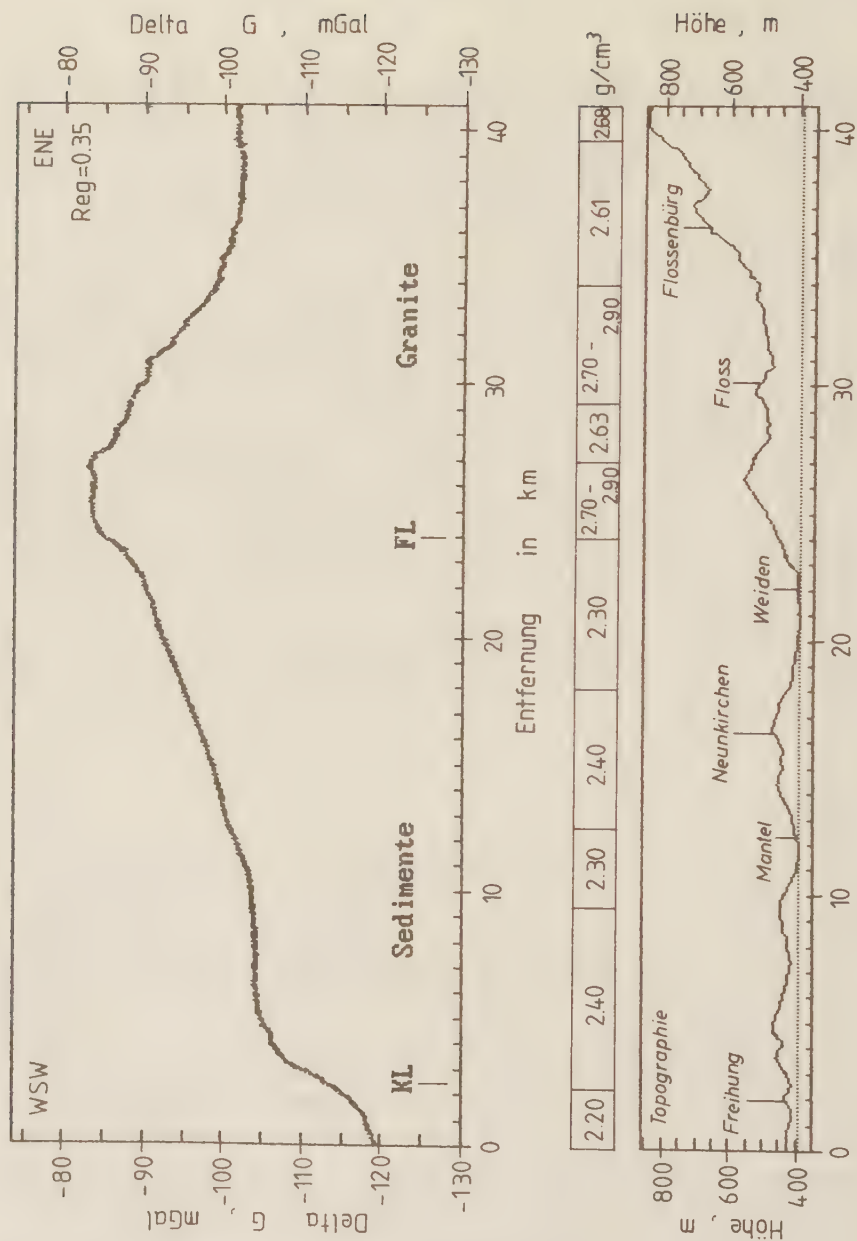


Abb.IV.6: Bouguer - Anomalie, Reduktionsdichten und Topographie zu Profil WEIFLO

hier die Schwerewerte um 15 mGal zu. Ab der Freihunger Störung verläuft die Schwereanomalie zunächst horizontal, um bei Mantel in einen langsamen Anstieg überzugehen. An der Fränkischen Linie östlich Weiden wird die Schwere-Kurve deutlich steiler, die Schwerewerte nehmen auf kurzer Entfernung nochmals um 5 mGal zu. Diese Zunahme der Schwere an der Fränkischen Linie ist hier aber erheblich geringer als bei den Profilen ALTSCH und WEIFLO und läßt auf eine geringere Höhen-Differenz des Kristallins schließen.

Im folgenden Abschnitt in den Gneisen der ZEV (ab km 24) ändern sich die Schwerewerte kaum. In diese Gneise am Gebirgsrand sind postgranitische Quarzporphyre an randbruch-parallelen, steil ENE-fallenden Störungen aufgedrungen. Nach Fuchs (1979) haben diese Quarzporphyre eine mittlere Dichte von 2.53 gcm^{-3} .

Das kleine Maximum in der Schwereanomalie bei km 27 läßt sich mit dem am Rand des Leuchtenberger-Granits kartierten, offensichtlich nur flachgründigen Amphibolit-Körper korrelieren.

Im Bereich des Kristallins ist der Verlauf der Bouguer-Anomalie bedeutend unruhiger. Der starke Abfall der Anomalie ist auf die Granitkomplexe geringerer Dichte von Leuchtenberg und Flossenbürg zurückzuführen und läßt vermuten, daß diese Granitkörper bis in größere Tiefen reichen.

Die Gneis-Amphibolit-Bedeckung zwischen den beiden Granitkomplexen kann nur sehr gering sein. In der Bouguer-Anomalie ist sie nur in einen schwachen, langgestreckten Maximum zwischen km 29 und km 34 erkennbar.

Zum Profilende hin bleiben die Schwerewerte in etwa auf einem Niveau, obwohl ab km 39.5 dichtere moldanubische Gneise anstehen. Es ist nicht auszuschließen, daß auch der Flossenbürg- und der Bärnauer-Granit im Osten, die beide zur jüngeren Gruppe der Kerngranite gehören (vgl. Kap.II), im Untergrund einen gemeinsamen Komplex bilden. Eine Indikation hiervon könnten auch die in die Gneise eingedrungenen granitischen Gänge zwischen den beiden Graniten sein.

In der aeromagnetischen Karte erkennt man entlang von Profil WEIFLO keine bedeutenden Anomalien. Mit der Bodenmagnetik (ΔT) konnten nur im Bereich des Amphibolitkörpers östlich von Weiden geringfügig erhöhte ΔT -Werte gemessen werden.

IV.7.4

Profil 4: LIND

Profil LIND beginnt an der Fränkischen Linie südöstlich von Weiden kurz nach Tröglersricht (TR in Abb. IV.1). Aufgrund ungünstiger Wegeführung ist das Profil auf den ersten 1.5 km parallel zur Fränkischen Linie und liegt erst von da ab in den Gneisen und Metabasiten der ZEV.

Bestimmendes geologisches Element dieses Profils ist der Komplex des Leuchtenberger Granits, der etwa von km 7 bis km 10 zentral gequert wird. Bei der Intrusion des Leuchtenberger Granits sind alle Rahmengesteine kontaktmetamorph überprägt worden. Nach Voll (1960) fallen die West-Kontakte des Leuchtenberger Granits meist steil nach Osten ein, während die Süd- und Ost-Kontakte flach unter die Rahmengesteine einschieben. In den Randbereichen des Leuchtenberger Granits befinden sich mehrere Amphibolitschollen. Am Westrand sind den Gneisen der ZEV zwischen km 4 und km 7 (Kalksilikat-) Amphibolite höherer Dichte eingelagert. Am Südost-Rand des Leuchtenberger Granits bei Oberlind dominieren bis km 11 diaphthoritisch (retrograd metamorph) veränderte glimmerreiche Gneise sowie Amphibolite höherer Dichte, die noch der ZEV zugerechnet werden. Stettner (1972) ordnet die Bildung der moldanubischen Diaphthorite dem Überschiebungsbau zu. Nach Dichtebestimmungen an Handstücken (vgl. Kap.IV.3) weisen die Diaphthorite mit 2.81 g/cm^3 gegenüber den Gneisen eine höhere Dichte auf.

Auf dem letzten Profilabschnitt stehen wieder moldanubische Gneise an. Die Luhe Linie, von Voll (1960) noch als Grenze zwischen Saxothuringikum im Norden und Moldanubikum im Süden angesehen, wird bei km 13.5 überschritten. Das nicht diaphthoritische Moldanubikum südlich der Luhe Linie wird von zahlreichen feinkörnigen Graniten durchsetzt.

Etwa 1 km nach Kössing endet das Profil.

Die Topographie entlang von Profil LIND ist sehr bewegt. Ab der Fränkischen Linie, die sich durch einen Geländeanstieg bemerkbar macht, liegt die mittlere Geländehöhe im Bereich der ZEV bei 550 m ü NN und fällt zum Tal der Luhe hin (bei Kaimling) wieder auf 450 m ü NN. Der auf den folgenden drei Profilkilometern anstehen-

de Leuchtenberger Granit hebt sich durch eine aufwölbungsartige Struktur hervor, an die sich eine flache Mulde im Bereich der Amphibolite und diaphthoritischen Gneise bei Oberlind anschließt. Die mittlere Geländehöhe des Profils liegt bei 530 m ü NN. Für Profil LIND wurde an 156 Meßpunkten die Schwere gemessen. Bei einer auf 135°E streichenden Profillinie weist es eine projizierte Länge von 14.6 km auf.

Bouguer - Anomalie

Die Bouguer-Anomalie zu Profil LIND ist in Abb.IV.7 mit der Topographie und den verwendeten Reduktionsdichten wiedergegeben. Es wurde ein Regionalfeld von 0.2 mGal/km in Profilrichtung (beginnend im NW) berücksichtigt. Profil LIND wurde speziell zur Erfassung der Bouguer-Anomalie des Leuchtenberger Granits angelegt.

Auf den ersten 6 Profilkilometern ist die Schwere-Anomalie äußerst unruhig. Das Überschreiten der Fränkischen Linie bei km 1.5 macht sich in einem Anstieg der Schwerewerte um 3 mGal bemerkbar. Der folgende Profilabschnitt im Bereich der ZEV zeichnet sich durch einen abnehmenden Trend der Schwerewerte, unterbrochen von einigen kleineren Maxima und Minima, aus. Der Trend abnehmender Schwerewerte kann durch eine Abnahme der Mächtigkeit der ZEV gedeutet werden. Die kleineren Maxima und Minima sind unter Umständen durch dreidimensionale Schwere-Effekte bedingt. Eine geologische Erklärung anhand der Kartierung von Voll (1960) kann hierfür nicht gefunden werden. Eventuell liegen aber auch kleinere Amphibolitlinsen dicht unter der Oberfläche.

Das Schweremaximum zwischen km 6 und km 7 kann mit den dort anstehenden Diaphthoriten korreliert werden. Der sich anschließende Leuchtenberger Granit geringerer Dichte zeichnet sich durch ein ausgeprägtes Minimum mit einem starken negativen Gradienten der Schwerewerte im Nordwesten und einem geringerem positiven Gradienten im Südosten ab. Der starke Gradient im Nordwesten steht im Einklang mit dem von Voll (1960) gegebenen Befund eines steil stehenden Kontaktes des Leuchtenberger Granits im Westen.

Am Südost-Rand des Leuchtenberger Granits bei km 11 ist wieder

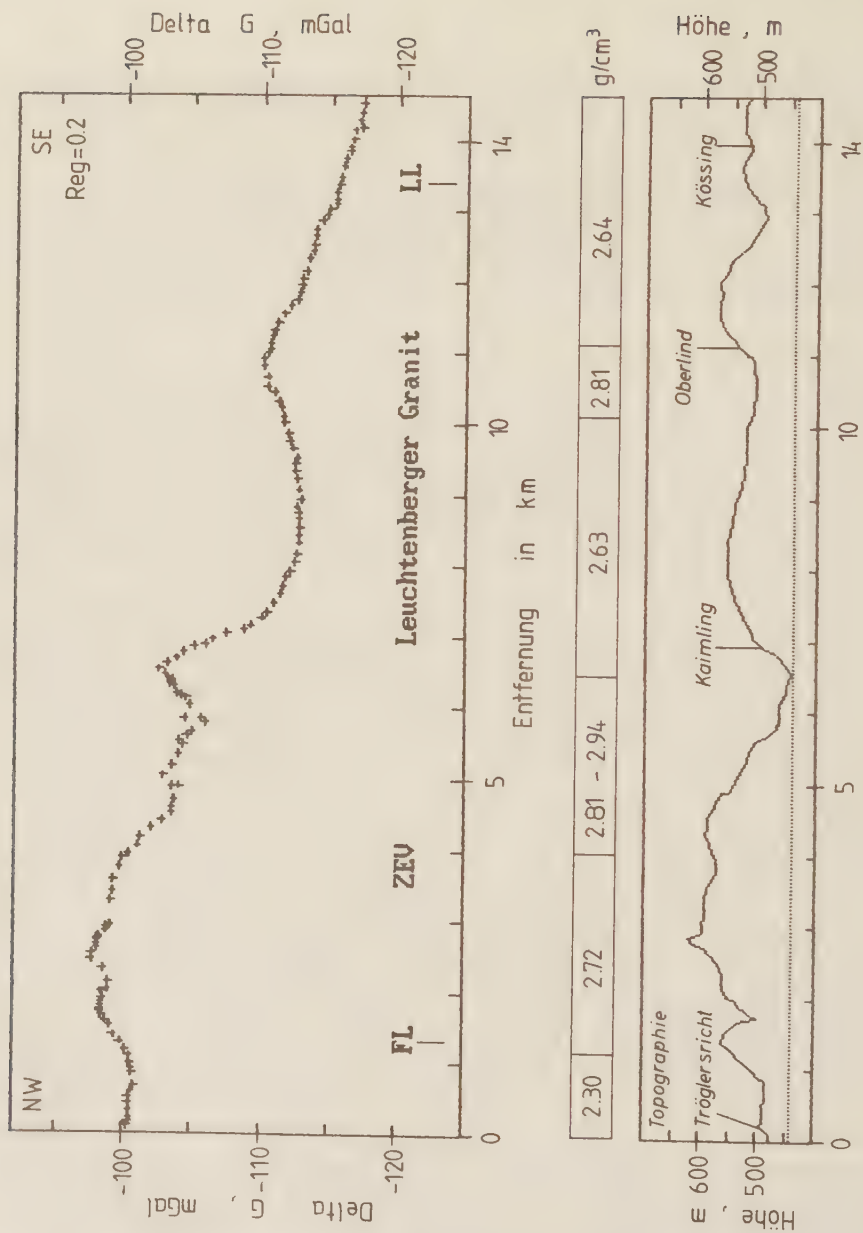


Abb.IV.7: Bouguer-Anomalie, Reduktionsdichten und Topographie zu Profil LIND.

Magnetik 4T Profil : LIND

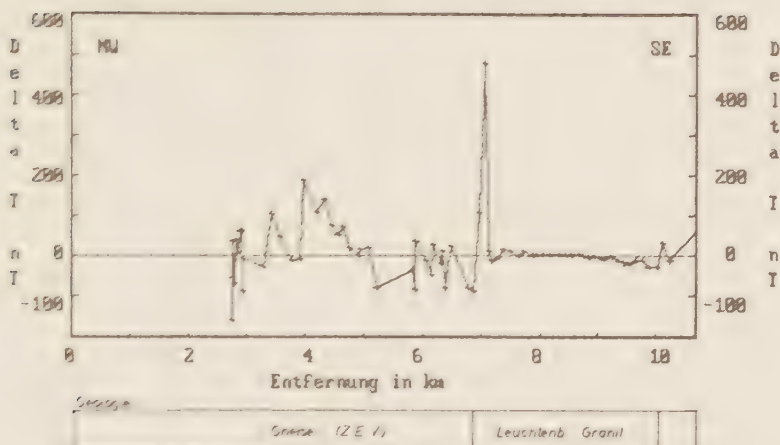


Abb.IV.8: Anomalie der Totalintensität des Erdmagnetfeldes im Profilabschnitt km 3 bis km 11 von Profil LIND. Der Leuchtenberger Granit ist unmagnetisch.

ein Maximum in der Bouguer-Anomalie zu erkennen, das sich auf die dort anstehenden Gneise mit den eingeschalteten Diaphthoriten und Amphiboliten höherer Dichte zurückführen läßt.

Die Lüne Linie bei km 10.5, die hier nur durch eine Strukturänderung der Gesteine gekennzeichnet ist, macht sich in der Bouguer-Anomalie nicht bemerkbar, bis zum Profilende nehmen die Schwerewerte weiterhin fast linear ab.

Aufgrund des Einflusses technischer Störungen (Ortschaften, Hochspannungsleitungen) konnten die Anomalien der Totalintensität des Erdmagnetfeldes (ΔT) nur im Profilbereich von km 3 bis km 11 gemessen werden (vgl. Abb.IV.8). Aber auch hier ist der erste Abschnitt von Störungen überprägt; die gemessenen ΔT -Werte schwanken recht stark, ohne daß hierfür geologische Ursachen gefunden werden könnten. Sehr deutlich zeichnet sich allerdings

der unmagnetische Leuchtenberger Granit ab. Die im Randbereich des Leuchtenberger Granits kartierten Amphibolite und Diaphthorite heben sich dagegen durch starke Anomalien ab.

IV.7.5 Profil 5: PIRK

Profil PIRK schließt in Denkenreuth in der ZEV an Profil STEIN an und verläuft ab hier direkt Richtung Süden (vgl. Abb.IV.1). Auf den ersten Profilkilometern stehen die Gneise der ZEV an, in die zwischen km 2 und km 4 einige kleinere Amphibolitlinsen eingeschaltet sind. Von Mühlberg (km 2) bis zur Fränkischen Linie (km 4) zwischen Neustadt und Altenstadt setzt sich das Profil im Tal der Waldnaab fort. Die Fränkische Linie ist hier nicht aufgeschlossen, sondern durch die Schotter und Flußterrassen der Waldnaab verdeckt.

Im weiteren Profilverlauf über Weiden (km 8) und Pirk (km 14) liegt das Profil bis zur Luhe Linie im Tal der Waldnaab, deren Flußterrassen größtenteils die Rotliegend- und Permotrias-Sedimente der Weidener Bucht überdecken. Im Profilabschnitt von km 12 bis km 19 wird teilweise auch anstehendes Rotliegendes überschritten. Bei Profilkilometer 10 kreuzt Profil PIRK Profil WEIFLO.

Die Luhe Linie, die sich weiter im Westen in die Neudorfer Störung fortsetzt, wird bei km 19.5 erreicht. Südlich der Luhe Linie steht das nach Hebungsvorgängen im Paläozoikum sehr tief angeschnittene kristalline Naabgebirge an. Es wird von hochgradig metamorphen moldanubischen Gneisen aufgebaut, die von breiten gang- bis stockförmigen Granitkörpern durchsetzt sind (Troll, 1975).

Kurz nach Luhe endet das Profil in feinkörnigen Graniten.

Die Morphologie des Geländes (vgl. Abb.IV.9, unten) spiegelt in

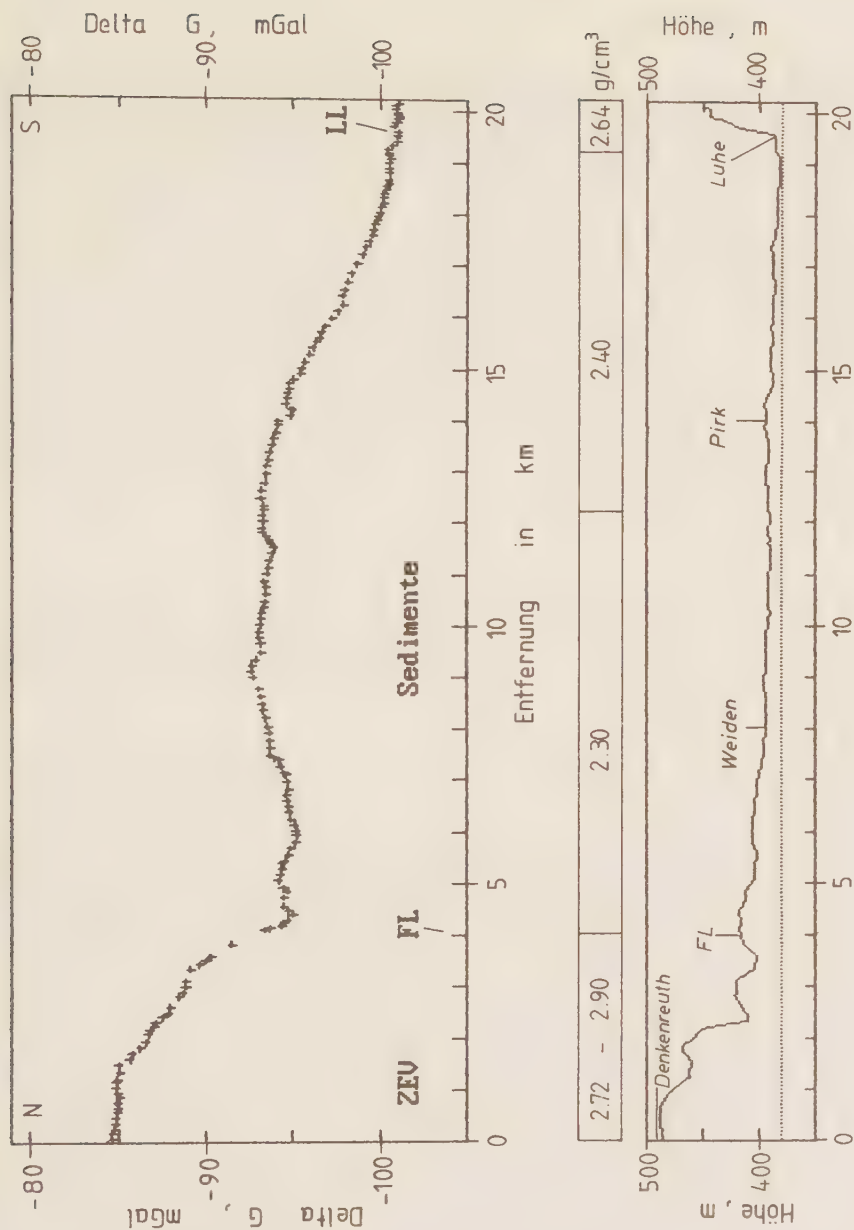


Abb.IV.9: Bouguer - Anomalie, Reduktionsdichten und Topographie zu Profil PIRK (LL = Luhe Linie).

etwa die geologischen Verhältnisse wieder. Im Kristallin der ZEV wurden Höhen zwischen 400 und 480 m ü NN gemessen, während südlich der Fränkischen Linie im Waldnaabtal kaum noch Höhenänderungen überwunden werden müssen. Gemäß der Fließrichtung der Waldnaab zeigt sich lediglich eine leichte Abnahme der Geländehöhe bis zur Luhe Linie. An der Luhe Linie beim Aufstieg zum Naabgebirge steigt das Gelände fast sprunghaft um ca. 70 m an. Entlang von Profil PIRK wurde an 186 Meßpunkten die Schwere gemessen. Die Gesamtlänge des Profils beträgt bei einer Projektion auf eine 1°W streichende Gerade 20.2 km.

Bouguer - Anomalie

Das Reduktionsniveau für Profil PIRK liegt bei 380 m ü NN (Abb.IV.9, unten). Dies entspricht dem tiefsten Meßpunkt im Waldnaabtal nördlich Luhe. Die verwendeten Reduktionsdichten sind oberhalb der Topographie dargestellt.

Die Bouguer-Anomalie zu Profil PIRK (Abb.IV.9, oben) läßt sich in zwei, von der Fränkischen Linie deutlich getrennte Abschnitte einteilen.

Das durch die dichteren Gneise und Amphibolite bedingte Schwerehoch der ZEV wird an der Fränkischen Linie abgeschnitten. Nach einem fast horizontalen Verlauf der Schwere auf den ersten 1.5 Profilkilometern nehmen die Schwerewerte bis zur Fränkischen Linie um rund 10 mGal ab.

Im weiteren Profilverlauf in den Permotrias- und Rotliegend-Sedimenten zeigt die Bouguer-Anomalie einen buckelförmigen Verlauf bei einem insgesamt abnehmenden Trend der Schwerewerte bis zum Profilende hin. Dieses relative Schwerehoch im Bereich des Weidener Rotliegend-Becken läßt sich auch schon in der Schwerekarte der Oberpfalz (Abb.III.11) erkennen: hier folgen die Isolinen nicht mehr der Fränkischen Linie, sondern greifen weit in das sedimentäre Vorland hinein. Möglicherweise wird dieses Schwerehoch durch die die Sedimente unterlagernde ZEV höherer Dichte verursacht.

Das geringe Schwere-Minimum zwischen km 9.5 und km 11.5 (südlich Weiden) läßt sich dadurch erklären, daß hier die Messungen direkt entlang der Waldnaab durchgeführt wurden. Hier ist offensichtlich die Mächtigkeit der Flußterrassen mit Gesteinen geringerer Dichte etwas höher.

Die Luhe Linie bei km 19.5 macht sich in der Bouguer-Anomalie nur durch einen geringen Abfall (etwa 1 mGal) der Schwere bemerkbar. Südlich der Luhe Linie wurden die Reduktionen mit der für Kristallingebiete relativ niedrigen Dichte von 2.60 gcm^{-3} durchgeführt. Die niedrige Dichte steht aber in Einklang mit eigenen sowie von Fuchs (1979) durchgeführten Dichtebestimmungen an Graniten des Naabgebirges (2.54 gcm^{-3}), die auf dem letzten Profilstück neben moldanubischen Gneisen hauptsächlich anstehen.

IV.7.6 Profil 6: STEIN

Das Profil STEIN beginnt im Nordwesten in Nagel (siehe Abb.IV.1). Auf den ersten zwei Profilkilometern stehen die klein- bis grobkörnigen Granite des Fichtelgebirges an, die zur jüngeren Granitgruppe gehören. Nach Stettner (1975) ist hier nur die Dachregion eines Granitplutons angeschnitten, sodaß anzunehmen ist, daß der Fichtelgebirgsgranit nach unten hin dicker wird.

Im folgenden Profilabschnitt über Neusorg zwischen Fichtelgebirgsgranit und Steinwaldgranit stehen präkambrische und paläozoische Gesteine an, die sich aus Quarzit-Glimmerschiefern, Phylliten, Quarzphylliten und Frauenbachquarziten zusammensetzen.

Ab etwa km 10 steht der feinkörnige Steinwaldgranit an, der zur älteren Granitgruppe gezählt wird. Die Erbdorfer Linie, die vom Südteil des Steinwaldgranits und vom Nordteil des Falkenberger Granits verschluckt wird, wird etwa bei km 14 überquert. Bei km 16.5 verläßt Profil STEIN den Steinwaldgranit und überschreitet die hochmetamorphe Erbdorfer Grünschieferzone mit den Serpenti-

niten, Prasiniten und phyllitischen Glimmerschiefern.

Nach der Überquerung eines Sporns des Steinwaldgranits bei km 18.5 bis km 20 liegen die Meßpunkte etwa ab Krummennaab (wo auch Profil KRUMM gekreuzt wird) in der Zone-Erbendorf-Vohenstrauß, in die zwischen km 21 und km 23.5 mehrere Amphibolitschollen (die vermutlich im Untergrund zusammenhängen) eingeschaltet sind. In Denkenreuth, südlich von Windisch-Eschenbach, endet Profil STEIN, nachdem es bei km 20 in der Nähe von Püllersreuth Profil ALTSCH gekreuzt hat.

Die Topographie zu Profil STEIN ist in Abbildung IV.10 unten wiedergegeben. Sie zeigt ein recht unruhiges Bild, das auch die sehr unterschiedlichen geologischen Verhältnisse entlang des Profils widerspiegelt. Der Fichtelgebirgsgranit, ein Teilbereich der paläozoischen Schiefer und insbesondere der Steinwaldgranit zeichnen sich durch eine deutliche Hochlage aus. Das tief eingeschnittene Tal der Fichtelnaab bei km 20 ist gut zu erkennen. Vom höchsten Punkt des Profils im Steinwald bis zum tiefsten Punkt im Tal der Fichtelnaab bei Krummennaab wird eine Höhendifferenz von rund 250 m überwunden.

Insgesamt wurde für Profil STEIN an 327 Stationen die Schwere sowie die Anomalie der erdmagnetischen Totalintensität gemessen. Die Gesamtlänge von 29.5 km ergibt sich bei einer Projektion auf eine 35°W streichende Gerade. Das Bezugsniveau für die Reduktionen wurde auf 444 m ü NN gelegt.

Bouguer - Anomalie

Obwohl die Bouguer-Anomalie zu Profil STEIN (vgl. Abb.IV.10, oben) äußerst unruhig ist, läßt sie sich grob in vier Abschnitte einteilen: Minimum im Bereich des Fichtelgebirgsgranits - relatives Maximum über den paläozoischen Schiefern - relatives Minimum im Bereich des Steinwaldgranits und ein ausgeprägtes Maximum über den Gesteinen der ZEV. Die dieser Grobgliederung eingeschalteten kleineren (in Amplitude und Wellenlänge) Maxima und Minima der Schwere lassen sich zum einen durch eine Reihe

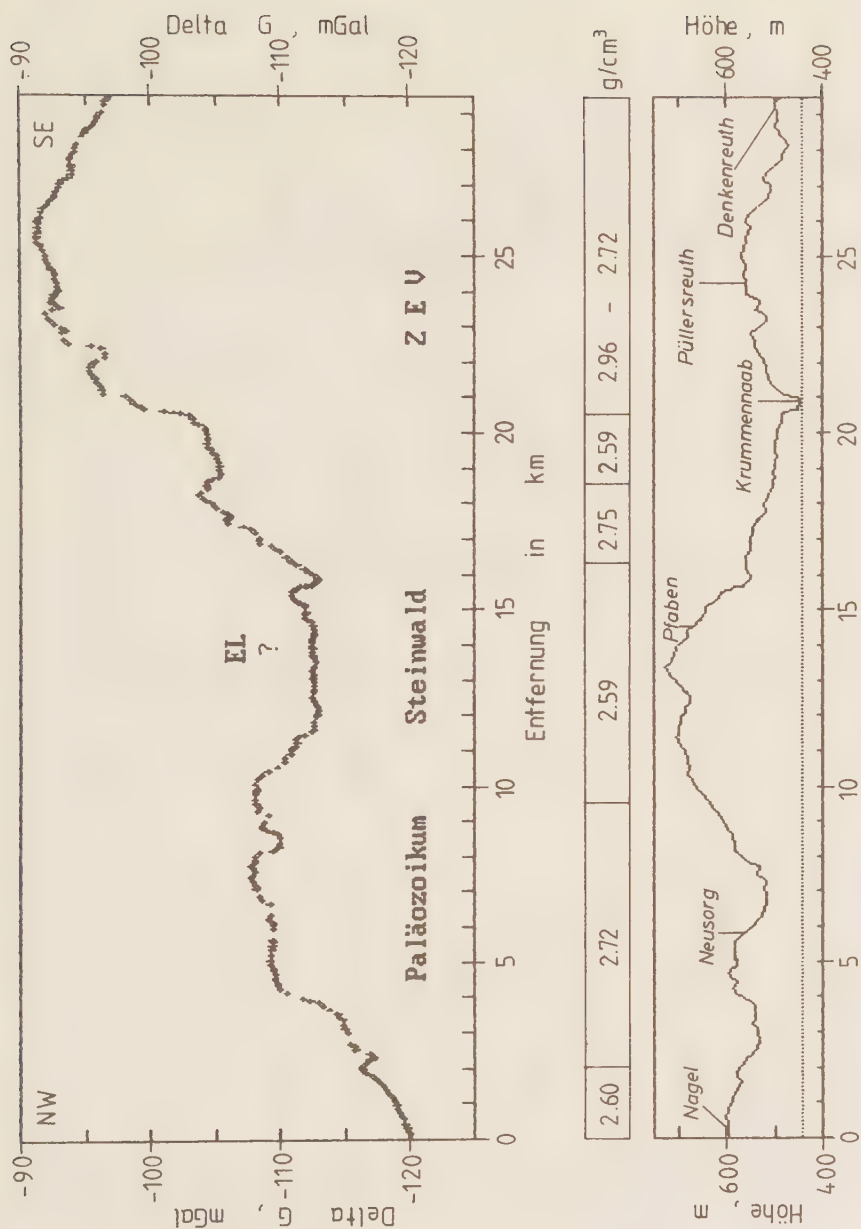


Abb.IV.10: Bouguer - Anomalie, Reduktionsdichten und Topographie zu Profil STEIN (EL = Erbindorfer Linie).

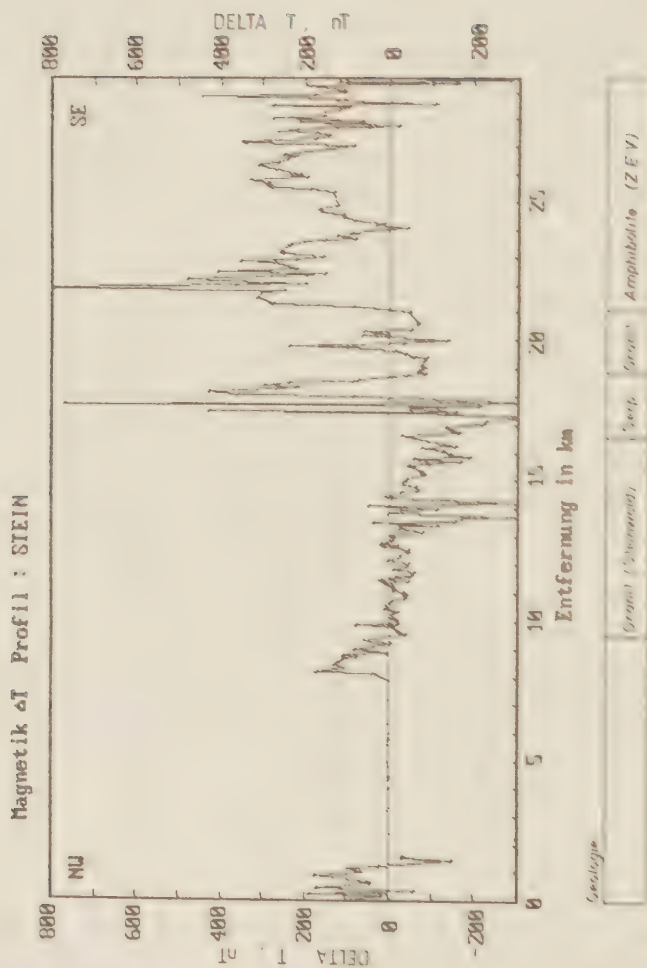


Abb.IV.11: Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes (ΔT) zu Profil STEIN. Starke Anomalien sind im Bereich der Erbdorfer Grünschieferzone (Serpentinite) und der Amphibolite der ZEV zu erkennen; der Steinwald-Granit zeigt sich als magnetisch ruhig.

kleinerer geologischer Störkörper erklären (so z.B. der Frauenbachquarzit bei km 8.5). Zum anderen sind hierfür aber auch dreidimensionale Effekte verantwortlich. So kommt z.B. das kleine Schweremaximum bei km 15 offensichtlich dadurch zustande, daß sich hier das Profil dem Rand des Steinwaldgranits und damit den dichteren Gesteinen der Erbdorfer Grünschieferzone nähert: das Maximum wird nur vorgetäuscht.

Das Schwereminimum des Fichtelgebirgsgranits zieht sich bis in die präkambrisch/paläozoischen Schiefer hinein. So kann auch aufgrund der Bouguer-Anomalie angenommen werden, daß der Fichtelgebirgsgranit im Untergrund eine größere laterale Ausdehnung hat. Zu den paläozoischen Schiefen hin steigen die Schwerewerte um rund 10 mGal an. Dieses nun folgende Maximum läßt sich durch die gegenüber den Graniten deutlich höhere Dichte der Metamorphite erklären. Nach Dichtebestimmungen von Plaumann (1976) weisen die präkambrischen und paläozoischen Schiefer in diesem Bereich Dichten zwischen 2.70 und 2.77 gcm^{-3} auf. Für die Reduktionen wurde so der Abschnitt zwischen Fichtelgebirge und Steinwald zu einem einheitlichen Dichteblock der Dichte 2.72 gcm^{-3} (vgl. Abb.IV.10, unten) zusammengefaßt. Das kleine Minimum bei km 8.5 ist auf den dort kartierten Frauenbachquarzit (feinkörniger, weißer Serizit-quarzit) geringerer Dichte (2.64 gcm^{-3} nach Plaumann (1976)) zurückzuführen.

Zum Steinwaldgranit hin fällt die Bouguer-Anomalie ab km 10 um ca. 4 mGal ab. Dieser Abfall beträgt weniger als die Hälfte des Fichtelgebirgsminimums; die Mächtigkeit des Steinwaldgranits ist demnach sicherlich geringer als die des Fichtelgebirgsgranits.

Ab km 16.5 (hier wird der Komplex des Steinwaldgranits verlassen) nehmen die Schwerewerte wieder zu. Die Erbdorfer Grünschieferzone mit Gesteinen höherer Dichte zeichnet sich im Schweremaximum bei km 18 ab. Das nun folgende Zwischenminimum bis km 20.5 wird durch einen hier überquerten Sporn des Steinwaldgranits verursacht. Die Tatsache, daß das Schwereminimum zwischen km 18 und km 20.5 deutlich über dem Minimum des Steinwaldgranits liegt, läßt vermuten, daß dieser Bereich von den dichteren Gesteinen der Erbdorfer Grünschieferzone oder der ZEV unterlagert wird.

Ab Krummennaab bei km 21 steigt die Bouguer-Anomalie mit einem

steilen Gradienten weiter an und liegt bis zum Profilende hin um ca. 18 mGal über dem Minimum des Steinwaldgranits. Die im letzten Profilabschnitt erkennbaren kleineren Maxima sind auf die der ZEV eingelagerten Amphibolite zurückzuführen.

Die Anomalie der Totalintensität des Erdmagnetfeldes (ΔT) zu Profil STEIN ist in Abbildung IV.11 dargestellt. Bedingt durch die störende Nähe von Ortschaften, Hochspannungsleitungen u.ä. sind teilweise größere Datenlücken vorhanden. Auch in den vermessenen Profilabschnitten sind den durch geologische Störkörper verursachten Anomalien Störungen von über 100 nT überlagert (z.B. im Bereich des Steinwaldgranits bei km 14: vermutlich Störungen durch die Ortschaft Pfaben). Trotzdem lassen sich Korrelationen zwischen Geologie und ΔT -Anomalie erkennen. Im Bereich des Steinwaldgranits zeigen sich kaum magnetische Anomalien, während sich die südöstlich anschließende Erbdorfer Grünschieferzone mit den Serpentiniten durch eine starke Anomalie mit einer Amplitude von ca. 1000 nT heraushebt. Im Bereich der ZEV ab km 21 liegen die ΔT -Werte im Mittel etwa 200 nT über den Werten des Steinwaldgranits. Insbesondere der Amphibolitkomplex südöstlich von Krummenaab (km 21 - km 23.5) hebt sich durch eine starke positive Anomalie hervor.

IV.7.7 Profil 7: EL (Erbdorfer Linie)

Profil EL beginnt in Groschlattengrün etwa 4 km südöstlich von Marktredwitz (vgl. Abb. IV.1). Hier stehen die nördlichen Ausläufer des Falkenberger Granits an der Oberfläche an. Auf den nächsten Profilkilometern (km 1-5) wird der Teichelberg gequert, dessen Erhebung durch den tertiären Basaltvulkanismus zustande gekommen ist. Das Profil liegt dabei im Basaltblockschutt westlich vom eigentlichen Eruptionszentrum. Die Mächtigkeit der mas-

siven Basaltdecke konnte an einem Aufschluß in der Mitte des Teichelberges zu etwa 45 m bestimmt werden; die umgebende Basaltblockschutt-Bedeckung beträgt ebenfalls nur wenige dm (Söllner, 1960). Das Liegende der Basalte bildet im ganzen Areal weiterhin der Falkenberger Granit, der auch zwischen km 5 und km 6 wieder an der Erd-Oberfläche ansteht.

Zwischen km 6 und km 7 wird die bei Tirschnitz aufgeschlossene Erbdorfer Linie gequert. Nördlich dieser Linie stehen paläozoische (kambrische) Glimmerschiefer an, während südlich davon präkambrische (oberproterozoische) Gesteine (Gneise durchsetzt mit Metakieselschiefern) angetroffen werden, die vermutlich als Teil der ZEV-Decke anzusehen sind (Stettner, 1986, mündliche Mitteilung).

Ab Profilkilometer 8 steht wieder der Falkenberger Granit an, der von km 9 bis km 10.5 von den tertiären Sedimenten der Mitterteicher Senke überdeckt wird.

Die mittlere Geländehöhe entlang von Profil EL liegt bei 500 m ü NN. Herausragendes topographisches Element ist der Teichelberg mit Erhebungen bis zu 650 m ü NN. Im südlichen Profiltail bleibt die Geländeoberfläche relativ ruhig (siehe Abb.IV.12, unten).

Die Gesamtlänge von Profil EL beträgt bei 112 Meßpunkten 13 km. Zur Darstellung wurden die Punkte auf eine 10°W, also beinahe N-S streichende Linie projiziert.

Da die aeromagnetische Karte keine lokalen Anomalien entlang von Profil EL erkennen ließ (obwohl der Teichelberg-Basalt teilweise stark magnetisch ist (Söllner, 1960)), wurde auf 4T-Bodenmagnetik-Messungen verzichtet. Der wirr gelagerte und damit uneinheitlich magnetisierte Basaltblockschutt ließ auch keine verwertbaren Meßergebnisse erwarten.

Bouguer - Anomalie

Die Bouguer-Anomalie und die Reduktionsdichten zu Profil EL sind im oberen Teil der Abbildung IV.12 dargestellt. Das Bezugsniveau für die Reduktionen liegt in 490 Meter über dem Meeresspiegel.

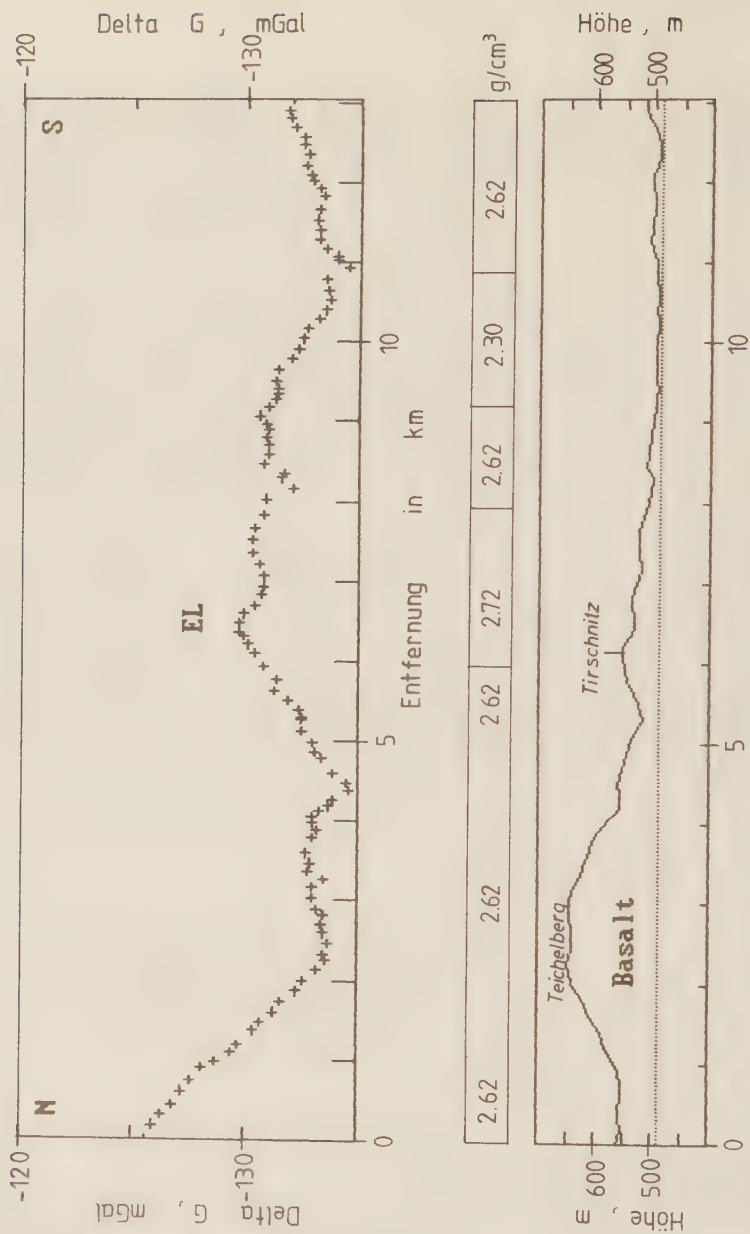


Abb.IV.12: Bouguer-Anomalie, Reduktionsdichten und Topographie zu Profil EL (EL = Erbdorfer Linie).

Auf den ersten zwei Kilometern fallen die Schwerewerte mit einem relativ steilen Gradienten von 4 mGal/km ab. Dies dürfte auf eine Zunahme der Mächtigkeit des Falkenberger-Granitkomplexes zurückzuführen sein. Das heißt aber auch, daß dieser Nordfortsatz des Falkenberger Granits nach Norden hin relativ schnell ausdünnt.

Ab km 2 bis zum Profilende hin ist die Anomalie zwar recht unruhig, die Schwerewerte ändern sich aber nur noch in einem engen Intervall von etwa 5 mGal.

Der Teichelberger Basalt macht sich zwischen km 2.5 und km 4.2 nur in einem schwachen Maximum von 2-3 mGal bemerkbar. Die Basaltblockschutt-Bedeckung dürfte hier also nur eine Mächtigkeit von wenigen 10er Metern haben. Aus diesem Grund wurden auch die Reduktionen in diesem Abschnitt mit der Dichte des Falkenberger Granits durchgeführt, der das Liegende der Basalte bildet.

Im folgenden Profilabschnitt von km 6 bis km 10 liegen die Schwerewerte im Niveau wieder etwas höher. Hier werden Glimmerschiefer und Gneise höherer Dichte überschritten. Da ab km 8 der Falkenberger Granit geringerer Dichte ansteht, die Schwerewerte aber erst ab km 9.5 wieder fallen, kann angenommen werden, daß sich die Gneise des Areals südlich der Erbdorfer Linie bis unter die Granite ziehen.

Eine signifikante Schwere-Änderung an der Erbdorfer Linie kann nicht festgestellt werden.

Insgesamt lassen sich bei Profil EL Korrelationen zwischen Geologie und Bouguer-Anomalie nur schlecht oder gar nicht erkennen.

V

Modellrechnungen

V.1

Allgemeines zu den Modellrechnungen

Zur Interpretation der gemessenen Anomalien wurden Modelle von zweidimensionalen (bei Profil STEIN auch dreidimensionalen) Störkörpern entworfen, deren Anomalie berechnet und mit der gemessenen verglichen.

In die gravimetrischen Modelle gehen als wichtigste Information neben der Geometrie der geologischen Körper deren Dichten ein. Für die Dichtezuweisungen der geologischen Körper wurden die Dichtebestimmungen eigener Untersuchungen sowie die anderer Autoren herangezogen (vgl. Kap.IV.3). Allerdings besitzen Gesteinskörper niemals eine einheitliche homogene Dichte. Aufgrund der verschiedenartigen mineralogischen Zusammensetzung ein und desselben Gesteins muß nach realistischer Abschätzung mit Variationen von bis zu $\pm 0.05 \text{ gcm}^{-3}$ gerechnet werden. Die im Modell verwendeten Gesteinsdichten sind somit als Mittelwerte anzusehen. Die ungenügende Kenntnis dieser mittleren Dichte ist aber das schwächste Glied bei der Ermittlung der Störkörper. Unberücksichtigt bleibt in den Modellen auch eine eventuelle Dichteänderung mit zunehmendem lithostatischen Druck, also mit der Tiefe.

Als Bezugsdichte wurde dem Basement auf allen Profilen einheitlich die Dichte 2.72 gcm^{-3} zugeordnet.

Ausgangsmaterial für die Konstruktion der Störkörper lieferten die geologischen Kartierungen (im Maßstab 1:200.000 und teilweise auch 1:25.000), durch die die lateralen Oberflächengrenzen festgelegt werden konnten. Alle weiteren greifbaren geologischen Erkenntnisse wie zum Beispiel das Einfallen geologischer Körper sowie Anregungen von Stettner (pers. Mitteilungen) flossen ebenfalls in die Modelle ein. Durch schrittweises Verändern der Modell-Geometrien konnte dann deren berechnete Anomalie der gemessenen angepaßt werden, bis sich eine zufriedenstellende Über-

einstimmung zwischen beiden ergab.

Mit Hilfe gravimetrischer Untersuchungen kann man nur mit einer hinreichend großen Anzahl von Rand- und Nebenbedingungen eindeutige Aussagen über die Dichte-Struktur im Untergrund machen. Zur Stützung der Modellvorstellungen wurden daher insbesondere auch die Untersuchungsergebnisse der Seismik (vgl. Kap.III.1) herangezogen. Auf Bohrerergebnisse von Bohrungen größerer Teufe (>300 m) konnte im Untersuchungsgebiet leider nicht zurückgegriffen werden. Überhaupt sind Randbedingungen struktureller Art für den Tiefenaufbau des Oberpfälzer Waldes nur schwer zu erhalten. Für die Tiefe der Moho-Diskontinuität im Untersuchungsgebiet liegen keine Erkenntnisse über nennenswerte Änderungen vor (vgl. Kap.III.1). Jedes Modellieren mit tieferen Grenzflächen als den hier verwendeten hätte damit rein spekulativen Charakter und wurde daher in dieser Untersuchung nicht in Betracht gezogen. Auch die gute Korrelierbarkeit der Schwerekarte der Oberpfalz (Kap.III.3) mit der Geologie läßt darauf schließen, daß Dichteinhomogenitäten in der Oberkruste für die Schwereanomalien ursächlich maßgeblich sind.

Die Störkörper-Modelle wurden, wie auch schon die Reduktionen, mit Hilfe eines GWBASIC - Programms (Graphics- and Window-BASIC) des Verfassers an dem PC-Rechner Olivetti M 24 berechnet. Die Grundlage hierfür bildete die Methode von Talwani et al. (1959), die bereits Führer (1976) in seinem FORTRAN - Programm anwandte. Wesentlicher Vorteil des GWBASIC-Programms ist dabei die schnelle und komfortable Bildschirm-Grafik.

Zur Durchführung des Programms werden dem Rechner die x-z-Koordinaten der Eckpunkte der Störkörper sowie deren Dichtedifferenz zur Umgebung eingegeben. Der Störkörper-Querschnitt kann bereits vor der Berechnung am Bildschirm graphisch auf falsche Eingaben überprüft werden. Nach der Berechnung kann die Schwere-Anomalie mit dem Störkörper-Querschnitt auf dem Bildschirm dargestellt werden. Zusätzlich können dann die gemessenen Bouguer-Schwerewerte eingelesen und im gleichen Diagramm auf dem Bildschirm wiedergegeben werden. So ist ein schneller und direkter Vergleich von gemessener und berechneter Schwere bereits am Bildschirm möglich. Bei Bedarf kann von der Bildschirm-Grafik anschließend eine Hard-

copy mit befriedigender Auflösung auf einem grafikfähigen Matrix-Drucker erstellt werden.

Auch für die Modellrechnung zur Magnetik wurde (in Anlehnung an ein von Heirtzler et al. (1962) entwickeltes FORTRAN - Programm) ein GWBASIC - Programm am PC-Rechner Olivetti M 24 entworfen, das im Prinzip wie das Gravimetrie-Modellrechnungs-Programm abläuft. Die berechneten Anomalien der einzelnen Profile, die in den folgenden Kapiteln besprochen werden, werden folgendermaßen dargestellt:

In der unteren Hälfte jeder Zeichnung ist ein Störkörper-Querschnitt unterhalb des Bezugsniveaus in überhöhter Form abgebildet, direkt darüber findet sich noch einmal zur Orientierung die Topographie, ebenfalls überhöht. Die berechnete Anomalie der Störkörper ist im oberen Teil mit einer durchgezogenen Linie, die gemessene Bouguer-Anomalie punktiert dargestellt. Außerhalb der Zeichnungen wurden die Modelle unter Beibehaltung der jeweiligen Schichtneigungen fortgesetzt. Die Legende der Signaturen ist bei Abb. IV.1 dargestellt.

Die Genauigkeit der Modelle hängt in erster Linie von der Genauigkeit ab, mit der Dichtedifferenzen zwischen den einzelnen Störkörpern bekannt sind. Die Dichtedifferenz dürfte, realistisch abgeschätzt, mit einem maximalen Fehler von $\pm 20\%$ behaftet sein. Das heißt aber auch, daß die Tiefenlage der Störkörper nur mit 20% Genauigkeit angegeben werden kann. Liegt zum Beispiel die Unterseite eines Störkörpers in 5 km Tiefe, so muß unter ungünstigen Umständen ein Variationsbereich von 4-6 km Tiefe in Betracht gezogen werden. In den meisten Fällen dürfte aber die Dichtedifferenz genauer als auf $\pm 20\%$ bestimmt worden sein.

Eine weitere Fehlerquelle liegt darin begründet, daß geologische Körper in den seltensten Fällen exakt zweidimensionale Strukturen aufweisen. Obwohl nach Möglichkeit die Profile senkrecht zum Streichen der geologischen Einheiten gelegt wurden, treten sicherlich auch Schwere-Einflüsse dreidimensionaler Strukturen auf. Die pseudo-3D-Modellrechnungen zu Profil STEIN (hierauf wird in Kapitel V.7 noch näher eingegangen) zeigten aber, daß durch die 2D-Modellrechnungen das Einfallen der Störkörper bereits recht gut erfaßt wird, während die Tiefenlage der Störkörper mit

3D-Modellrechnungen besser bestimmt werden kann. So besteht nach Götze (1984) auch zwischen 2D- und 3D-Modellrechnungen ein systematischer Unterschied in der Modellschwere und der Bouguer-Anomalie.

V.2 Modell ALTSCHE

Grundlage für den Entwurf eines Gesamt-Störkörper-Modells zu Profil ALTSCHE bildeten die Modelle der Teilprofile ALTENPARKSTEIN von Fuchs (1979) bzw. SCHÖNFICHT von Claussen (1985). Dabei wurde die Konfiguration der Sedimente bis zur Fränkischen Linie (deren Charakter als Aufschiebung bestätigt werden konnte) im wesentlichen von Fuchs (1979) übernommen. Die Modellgrundzüge können durch die drei Gesteinskomplexe: Sedimente, ZEV und Falkenberger Granit wiedergegeben werden.

Die zentrale Anomalie dieses Profils wird durch die Gesteine der ZEV verursacht. In das Modell (vgl. Abb.V.1) geht die ZEV mit der Blockdichte 2.80 gcm^{-3} ein, die eine Mischdichte von Gneisen und Amphiboliten repräsentiert. Beim Zusammensetzen der Modelle ALTENPARKSTEIN und SCHÖNFICHT zeigte sich ein deutliches Defizit der Modellschwere gegenüber der Bouguer-Anomalie. Dies und das in der Schwerekarte der Oberpfalz (und auch in der Aeromagnetik-Karte) erkennbare langwellige Maximum westlich der Fränkischen Linie begründeten die Annahme, daß sich die ZEV unterhalb der Sedimente fortsetzt und dort langsam bis zur Kulmbach-Freihunger-Störung auskeilt. Im Osten fällt die ZEV mit etwa 45° unter den Falkenberger Granit ein; eine steilstehende Grenzfläche hätte hier einen zu steilen Schweregradienten erzeugt. Bei der angenommenen Blockdichte von 2.80 gcm^{-3} erreicht die ZEV ihre maximale Mächtigkeit von rund 6 km etwa unterhalb der Fränkischen Linie, zum Falkenberger Granit hin steigt die Unterkante wieder auf 4 km Tiefe an.

Die Amphibolite der ZEV wurden, da es sich um metamorphosierte Lavaschichten handelt, als verkippte Platten modelliert, die mit

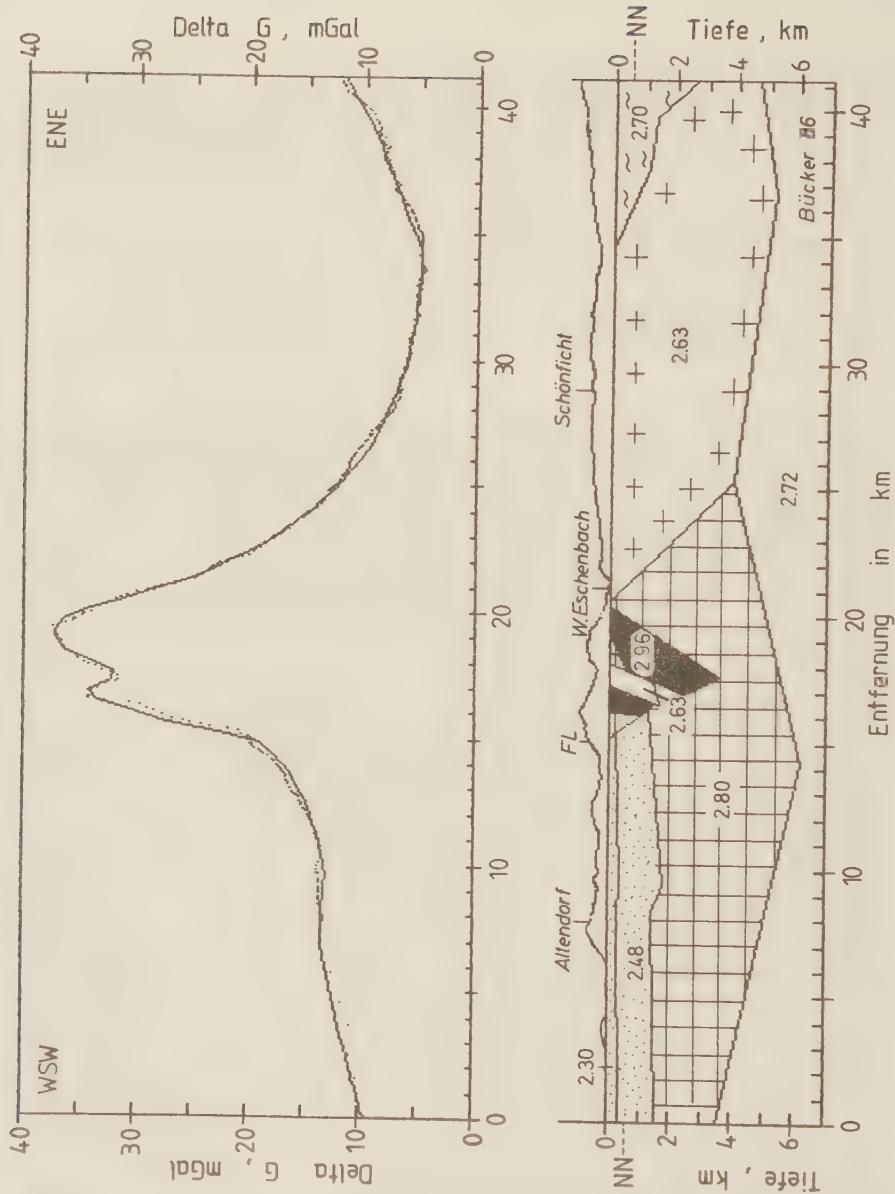


Abb.V.1: Bouguer-Anomalie (punktiert), Modellschwere (durchgezogen) und Störkörper-Modell zu Profil ALTSCHE (Dichteangaben in gcm^{-3} , s.a. Legende zu Abb.IV.1). Die Topographie ist gegenüber der Tiefe überhöht dargestellt.

etwa 60° WSW einfallen. Der größere Amphibolitkomplex westlich von Windisch-Eschenbach reicht dabei bis in über 3 km Tiefe. Diese Modellvorstellung erscheint berechtigt, da auch die Schwerekarte der Oberpfalz in diesem Bereich das Maximum ausweist (vgl. Abb.IV.1b). Zwischen den beiden Amphibolitplatten ist der Orthogneis-Körper eingelagert, der mit der relativ geringen Dichte von 2.63 gcm^{-3} in das Modell einging. Um das Minimum zwischen den beiden Maxima der Amphibolite ausreichend modellieren zu können, mußte der Orthogneis-Körper bis in eine Tiefe von 1.5 km Tiefe gesetzt werden.

Die starke Schweredepression von über 30 mGal im östlichen Profilteil wird durch den Falkenberger-Granitkomplex mit der Dichte 2.63 gcm^{-3} verursacht. Dieser wurde als relativ flache Platte mit einer Tieferenstreckung von etwas mehr als 5 km modelliert. Im Osten schiebt der Falkenberger Granit flach unter die moldanubischen Gneise ein; seine maximale Tiefe erreicht er im Bereich der kartierten östlichen Oberflächengrenze. Dies steht im Einklang mit der Schwerekarte, die hier ebenfalls das Schwereminimum mit -46 mGal ausweist. Im Westen fällt der Falkenberger-Granit ebenfalls nach Osten hin ein.

Die relativ geringe Dichte von 2.70 gcm^{-3} für die moldanubischen Gneise östlich des Falkenberger Granits liegt in dem Durchsatz mit Granitgängen begründet. Diese moldanubischen Gneise erzeugen den Wiederanstieg der Modellschwere zum Profilende hin.

Die Richtigkeit der Berücksichtigung eines Regionalfeldanteils zeigt sich insbesondere beim Vergleich des Störkörper-Modells zu Profil ALTSCH mit den Ergebnissen der Seismik. Das KTB-Profil 8502 liegt nur geringfügig nördlich von Profil ALTSCH (Abb. III.3); das Line-Drawing dazu (Abb. III.4) zeigt im Bereich des Falkenberger Granits Reflexionen erst ab einer Tiefe von ca. 6 km. Dies kann als Untergrenze des Falkenberger Granits gedeutet werden und steht somit im Einklang mit dem Störkörper-Modell ALTSCH. Wäre kein Regionalfeldanteil berücksichtigt worden, so hätte der Granit bis in wesentlich größere Tiefen modelliert werden müssen.

Magnetik - Modell

Zur Stützung der Interpretation der gravimetrischen Messungen wurde für den Bereich der ZEV ab etwa 1 km westlich der Fränkischen Linie auch ein Störkörper-Modell für die Anomalien der Totalintensität des Erdmagnetfeldes entworfen. Als Startmodell wurde dazu die Amphibolit-Konfiguration aus dem Störkörper-Modell der Gravimetrie entnommen. Für die Berechnung der Störfelder der Amphibolite wurde deren allgemeine Streichrichtung von 20°W und eine induzierte Magnetisierung von 0.35 A/m angenommen (remanente Magnetisierung = 0). Der Wert der induzierten Magnetisierung wurde dabei von Messungen der Suszeptibilität an Amphibolit-Handstücken abgeleitet. Die mittlere Totalintensität des Erdmagnetfeldes von 47800 nT im Untersuchungsgebiet ging mit einer Inklination 66° und einer Deklination von 0° in die Modellrechnung ein.

Das Endmodell (Abb.V.2) zeigt eine recht gute Übereinstimmung der Lagerung der Amphibolite zu der im gravimetrischen Modell, insbesondere in dem mächtigen Amphibolit-Komplex westlich von Windisch-Eschenbach. Es ist allerdings zu beachten, daß die Tiefenerstreckung von magnetischen Störkörpern aufgrund des $1/r^3$ -Effektes nicht so gut zu erfassen ist, wie in der Gravimetrie. Die in dem Magnetik-Modell gezeigte Tiefenerstreckung des großen Amphibolit-Körpers von rund 5 km ist daher mit Vorsicht zu betrachten, hier ist das Gravimetrie-Modell sicherlich zuverlässiger.

Die Aufspaltung des westlichen Amphibolit-Körpers in mehrere kleine Amphibolit-Platten kann allerdings offensichtlich mit der Magnetik besser erfaßt werden.

Die flache Amphibolit-Platte östlich von Windisch-Eschenbach läßt sich auch in der Bouguer-Anomalie in einem schwachen Maximum erkennen (vgl. Kap. IV.7.1). Aufgrund des geringen Schwere-Effektes wurde sie aber nicht mit in das Gravimetrie-Modell aufgenommen.

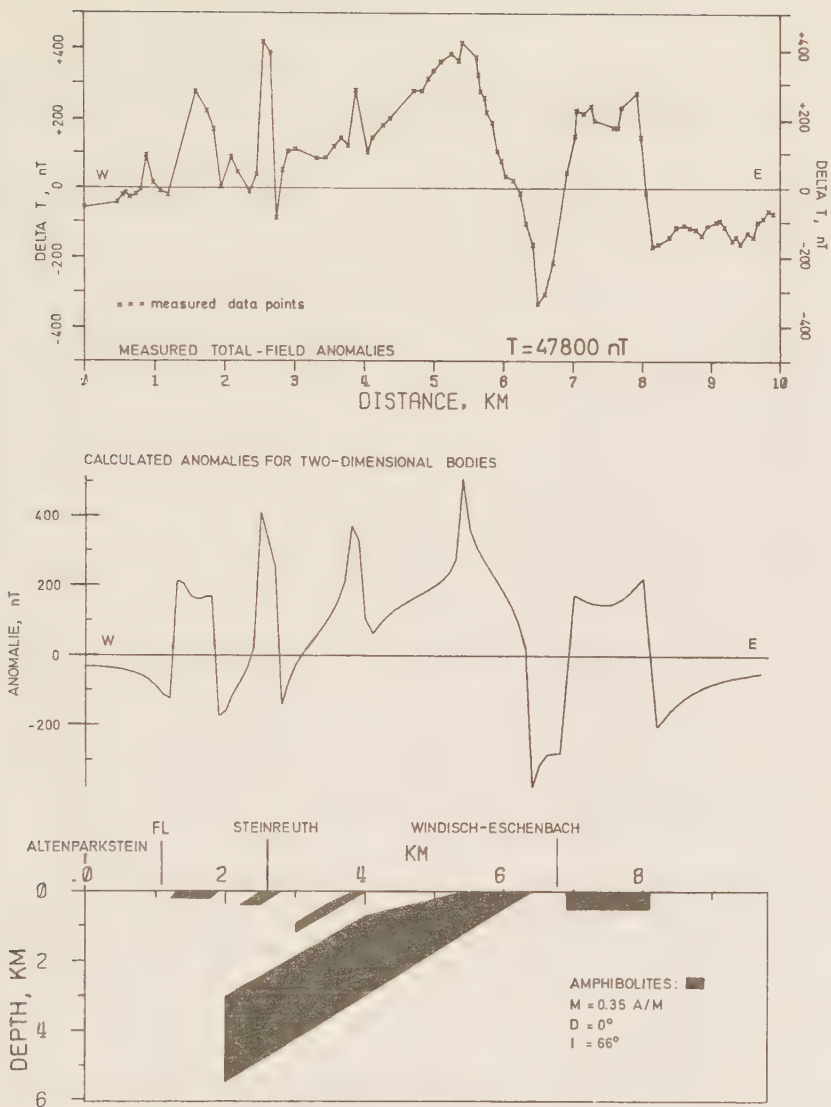


Abb.V.2: Anomalie der Totalintensität des Erdmagnetfeldes (ΔT) zu Profil ALTSCHE im Bereich der ZEV (FL = Fränkische Linie). Oben: gemessene ΔT -Anomalie. Mitte: Berechnete ΔT -Anomalie für zweidimensionale Störkörper. Unten: Störkörper-Modell. (nach Bucker & Soffel (1986), aus Weber & Vollbrecht (1986)).

V.3

Modell KRUMM

Das Modell KRUMM (Abb.V.3) ähnelt in seiner grundsätzlichen Form dem Modell ALTSCH. Auch hier wird die zentrale Anomalie durch die Gesteine der ZEV verursacht. Für das Modell wurde die gleiche Blockdichte von 2.80 gcm^{-3} für die ZEV verwendet. Die Tiefenerstreckung ist bei Modell KRUMM allerdings etwas geringer als bei Modell ALTSCH. Die maximale Tiefe der ZEV von etwas über 5 km wird wieder unterhalb der Fränkischen Linie erreicht, zum Friedenfelser Granit hin (der hier die Übergangsregion zwischen Falkenberger- und Steinwald-Granit darstellt) nimmt die Mächtigkeit auf 3 km ab. Die geringere Mächtigkeit der ZEV im Modell KRUMM gegenüber Modell ALTSCH kann mit der nördlicheren Lage von Profil KRUMM (und damit der nähergelegenen kartierten Nordgrenze der ZEV) erklärt werden.

Die an der Oberfläche getrennt kartierten Amphibolitvorkommen in der ZEV wurden ab einer Tiefe von 400 m zu einem gemeinsamen Komplex zusammengefaßt, der steil nach Westen einfällt und bis 3 km Tiefe reicht. Das in Abb.III.7 gezeigte Magnetik-Modell von Pucher & Stettner (1985) zu diesem Amphibolit-Komplex ist, wenn auch nicht in seiner Tiefenerstreckung, so doch in seiner Form mit dem Gravimetrie-Modell vergleichbar.

Zum Friedenfelser Granit hin fällt die ZEV mit etwa 60° ein, also etwas steiler als bei Modell ALTSCH. Im Westen setzt sich die ZEV unter den Sedimenten unter langsam abnehmender Mächtigkeit fort. Es muß allerdings die Frage offen bleiben, ob die ZEV erst von der Kulmbach-Freihunger-Störung abgeschnitten wird oder bereits vorher auskeilt. Dies ist auch darauf zurückzuführen, daß es problematisch ist, Störkörper zu modellieren, die nicht an der Oberfläche ausbeißern.

Die Sediment-Mächtigkeiten und der Aufschiebungscharakter der Fränkischen Linie konnten ähnlich wie bei Modell ALTSCH modelliert werden. Die triassischen Sedimente mit der Dichte 2.30 gcm^{-3} haben am Profilanfang eine Mächtigkeit von 350 m, die zur Fränkischen Linie hin auf 100 m abnimmt, während die Tiefenlage der darunter liegenden Permotrias- und Rotliegend-Sedimente



Abb.V.3: Bouguer-Anomalie (punktiert) mit Modellschwere (durchgezogen) und Störkörper-Modell zu Profil KRUMM (unten).

(deren Dichte in Anlehnung an Fuchs (1979) zu 2.48 gcm^{-3} zusammengefaßt wurde) von 1.4 km am Profilanfang auf 1 km an der Fränkischen Linie abnimmt.

Der Friedenfelser Granit (Dichte 2.63 gcm^{-3}) wurde wie der Falkenberger Granit als relativ flache Platte modelliert, die eine Mächtigkeit von 4 km aufweist und somit etwas geringmächtiger ist als der Fakenberger Granit. Dieser Granitplatte ist im Westen ein keilförmiger Redwitzit-Komplex (mittlere Dichte 2.83 gcm^{-3} nach Troll (1968)) aufgelagert, der bis in eine Tiefe von 1 km reicht. Dies widerspricht der Ansicht von Geologen, daß der Redwitzit (als Vorläufer der Granite) das Liegende der Granite darstellt (vgl. Kap.IV.7.2). Es kann aber auch nicht ausgeschlossen werden, daß durch die Granittektonik einzelne Redwitzit-Platten an die Oberfläche geschleppt werden. Diese Vorstellung suggeriert zum Beispiel die langgestreckte Redwitzit-Linse südöstlich von Windisch-Eschenbach, die mitten im Übergangsbereich zwischen Falkenberger- und Leuchtenberger-Granit liegt.

Da die Sediment-Bedeckung der Mitterteicher Senke am Profilende nur sehr gering sein kann, wurde diese in der Modellrechnung nicht berücksichtigt, Granit bildet bis zum Profilende hin das Anstehende. Die Granitinsel in den Sedimenten südlich von Mitterteich deutet auch darauf hin, daß sich der Friedenfelser (bzw. Falkenberger-) Granit noch weiter nach Osten fortsetzt.

V.4 Modell WEIFLO

In Abbildung V.4 ist das Störkörper-Modell zu Profil WEIFLO wiedergegeben. Die vielfältige Geologie entlang dieses Profils spiegelt sich auch in dem kompliziert aufgebauten Modell wieder, das aus einer großen Anzahl durchgerechneter Modelle entstanden ist.

Die Konfiguration der Sedimente (und auch die Dichteangaben) im

mesozoischen Vorland wurde weitgehend von dem Modell WEIDEN von Fuchs (1979) übernommen, lediglich die Mächtigkeiten wurden geringfügig verändert. Die Modellvorstellung für die Granite im Osten des Profils wurde im Prinzip von Claussen (1985) übernommen.

An der Freihunger Störung (bis zu der Oberkreide-Sedimente vorliegen) werden die Ablagerungen des Rotliegenden und der Permotrias hochgeschleppt. Die Sedimentmächtigkeit nimmt an der Freihunger Störung von 2.8 km in Staffelbrüchen auf 1.4 km ab. Nach dieser Störungszone fällt das Grundgebirge (Dichte 2.72 gcm^{-3}) zunächst nach Nordosten ein und wird dann an der Heidenaab (km 11.5) sowie Altenstädter Störung (km 19.5) jeweils um etwa 300 m angehoben. Die Fränkische Linie zeigt sich im Modell als eine steilstehende Störung. Die eigentliche Sprunghöhe beträgt östlich von Weiden weniger als 300 m, was auch durch Bohrungen gezeigt werden konnte (Helmkamp et al., 1982). Nach Westen zu fällt die Kristallin-Oberkante flach ein.

Östlich der Fränkischen Linie steht das kristalline Grundgebirge zunächst mit den Gesteinen der ZEV an. Da in diesem Bereich neben Amphiboliten gangartige Quarzporphyre geringerer Dichte die ZEV durchsetzen, wurde der oberste Abschnitt bis etwa 500 m Tiefe mit der Dichte 2.78 gcm^{-3} in die Modellrechnung aufgenommen, darunter wurde für die ZEV wieder die Dichte 2.80 gcm^{-3} verwendet. Wie bei den Modellen ALTSCH und KRUMM setzt sich bei Modell WEIFLO die ZEV unter den Permotrias- und Rotliegend-Sedimenten fort, was sich mit dem kontinuierlichen Anstieg der Anomalie zwischen km 11.5 und km 23.5 begründen läßt. Aufgrund des Knicks in der Bouguer-Anomalie bei km 11.5 muß aber angenommen werden, daß hier die Mächtigkeit der ZEV bis zur Heidenaab-Störung stark abnimmt und auskeilt. Die maximale Tiefenerstreckung erreicht die ZEV mit 4.5 km im Bereich der Altenstädter Störung.

Der ab km 27 nur langsame Abfall der Bouguer-Schwere macht es erforderlich, daß sich die ZEV nach Osten unter dem Leuchtenberger Granit bis etwa zum Flossenbürger Granit hin fortsetzt. Diese Modellvorstellung wird auch dadurch wahrscheinlich, daß zwischen Leuchtenberger- und Flossenbürger-Granit Gneise und Amphibolite vorliegen, die zur ZEV gerechnet werden (vgl. Abb.IV.1). In der

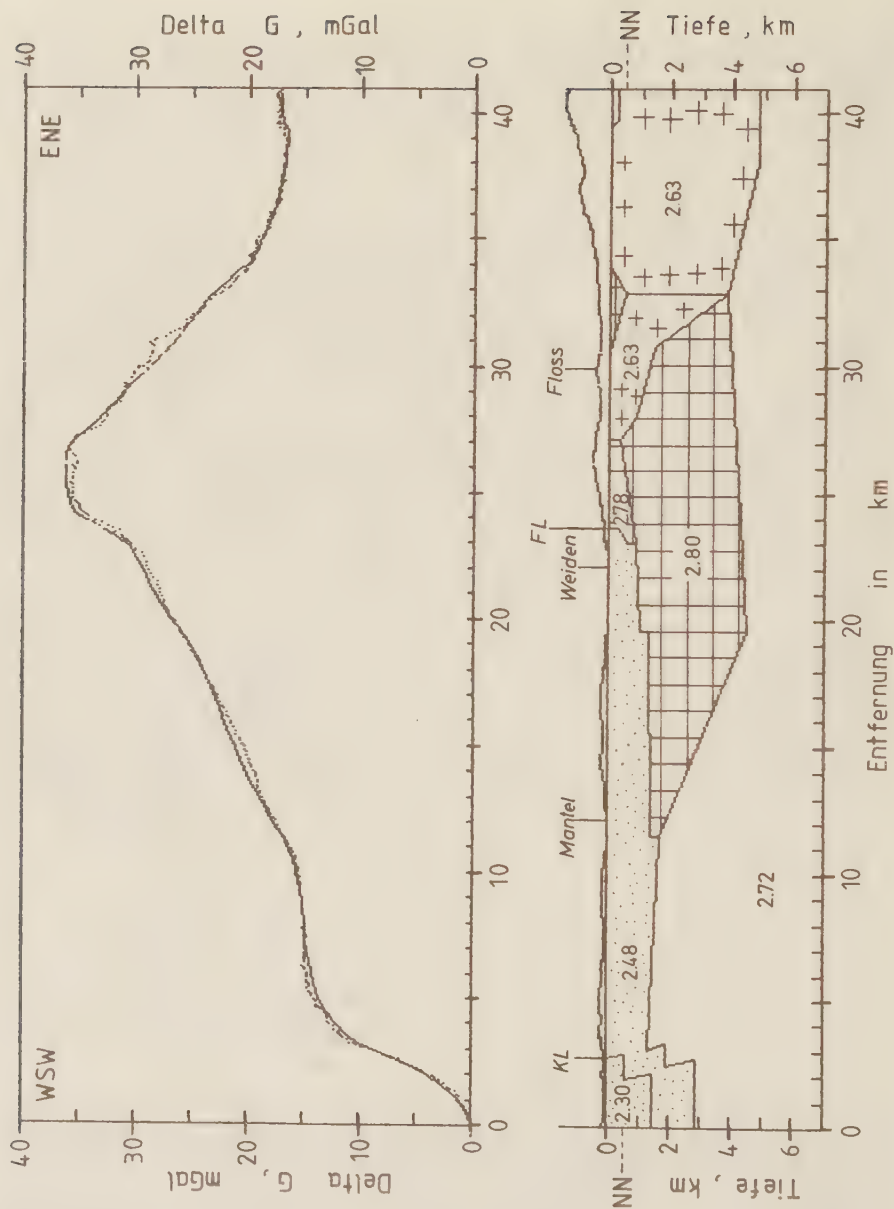


Abb.V.4: Bouguer-Anomalie (punktiert) mit Modellschwere (durchgezogen) und Störkörper-Modell zu Profil WEIFLO.

Modellrechnung zeigte sich aber, daß diese Gneisbedeckung zwischen km 31 und km 34 nur relativ geringmächtig (etwa 500 m) sein kann.

Der Leuchtenberger Granit zwischen km 27 und km 31 stellt sich in Modell WEIFLO als flache Platte (≈ 1 km) dar, deren Mächtigkeit nach Osten deutlich zunimmt und unter der Gneisbedeckung in den Flossenbürger Granit übergeht. Beide Granit-Komplexe gingen mit der Dichte 2.63 gcm^{-3} in die Modellrechnung ein.

Der Flossenbürger Granit ab km 34 erreicht eine Mächtigkeit von knapp 5 km, was mit den Untersuchungsergebnissen der Seismik gut verträglich ist (vgl. Abb.III.4, KTB-Profil 8503). Hierdurch wird auch wieder die Richtigkeit der Berücksichtigung eines Regionalfeldanteils bei Profil WEIFLO bestätigt.

Auch Flossenbürger- und Bärnauer-Granit (östlich des Profilendes, nicht mehr dargestellt) dürften unter einen dünnen Bedeckung moldanubischer Gneise ineinander übergehen und wurden auch so in der Modellrechnung berücksichtigt.

Die kleineren Schweremaxima bei km 27 und km 31 sind auf die Amphibolit-Vorkommen am Rande des Leuchtenberger Granits zurückzuführen. Aufgrund ihrer offensichtlich nur geringen Mächtigkeit wurden sie aber nicht mit in das Modell aufgenommen.

Die Entwicklung eines Störkörper-Modells zu Profil LIND zeigte sich insbesondere auf den ersten sieben Profilkilometern als recht problematisch, da hier deutlich dreidimensionale Schwere-Effekte auftreten, die nicht mehr durch zweidimensionale Modellrechnungen erfaßt werden können. So wurde im Bereich der ZEV auch darauf verzichtet, die kleinen Schwereänderungen durch ein Modell zu erfassen.

Um den insgesamt von NW nach SE abnehmenden Trend der Schwerewerte modellieren zu können, mußte zum einen die Mächtigkeit der ZEV von 4 km am Profilanfang auf 1 km zur Profilmitte hin verringert werden. Zum anderen mußte der Leuchtenberger Granit im Untergrund bis weit nach Südosten gezogen werden (vgl. Abb.V.5). Obwohl die Fränkische Linie nur randlich vom Profil erfaßt wurde, wurde sie mit in das Modell aufgenommen; durch sie wird der Schwereanstieg bei km 1.5 erzeugt.

Der relativ steil einfallende Leuchtenberger Granit wird im Westen von Diaphthoriten sowie Amphiboliten (die zur Blockdichte von 2.86 gcm^{-3} zusammengefaßt wurden) bis zu einer Tiefe von 3 km eingerahmt. Trotz dieser hohen Dichte und Tiefenerstreckung konnte das Schweremaximum zwischen km 6 und km 7 nicht befriedigend modelliert werden, so daß es auf die Annäherung des Profils an dichtere Gesteine zurückgeführt werden muß, ohne diese oberflächlich zu berühren.

Im Südosten schiebt der Leuchtenberger Granit flach unter die Rahmengesteine der ZEV ein, was auch der Vorstellung von Voll (1960) entspricht. Aus dem Störkörper-Querschnitt wird deutlich, daß der Leuchtenberger Granit zwischen km 7 und km 10 die ZEV-Decke durchdrungen hat. Bis zum Profilende hin unterlagert er die Gneise der ZEV und des Moldanubikums sensu strictu und erreicht eine Mächtigkeit von knapp 4 km. Nach dieser Modellvorstellung müßte die Wurzelzone des Leuchtenberger Granits weit im Südosten bzw. Osten des Oberflächen-Vorkommens gelegen haben. Da dieser Trend des ostwärtigen Einschlebens der Granit-Komplexe auch in den Modellen WEIFLO und ALTSCH vorhanden ist, kann vermutet wer-

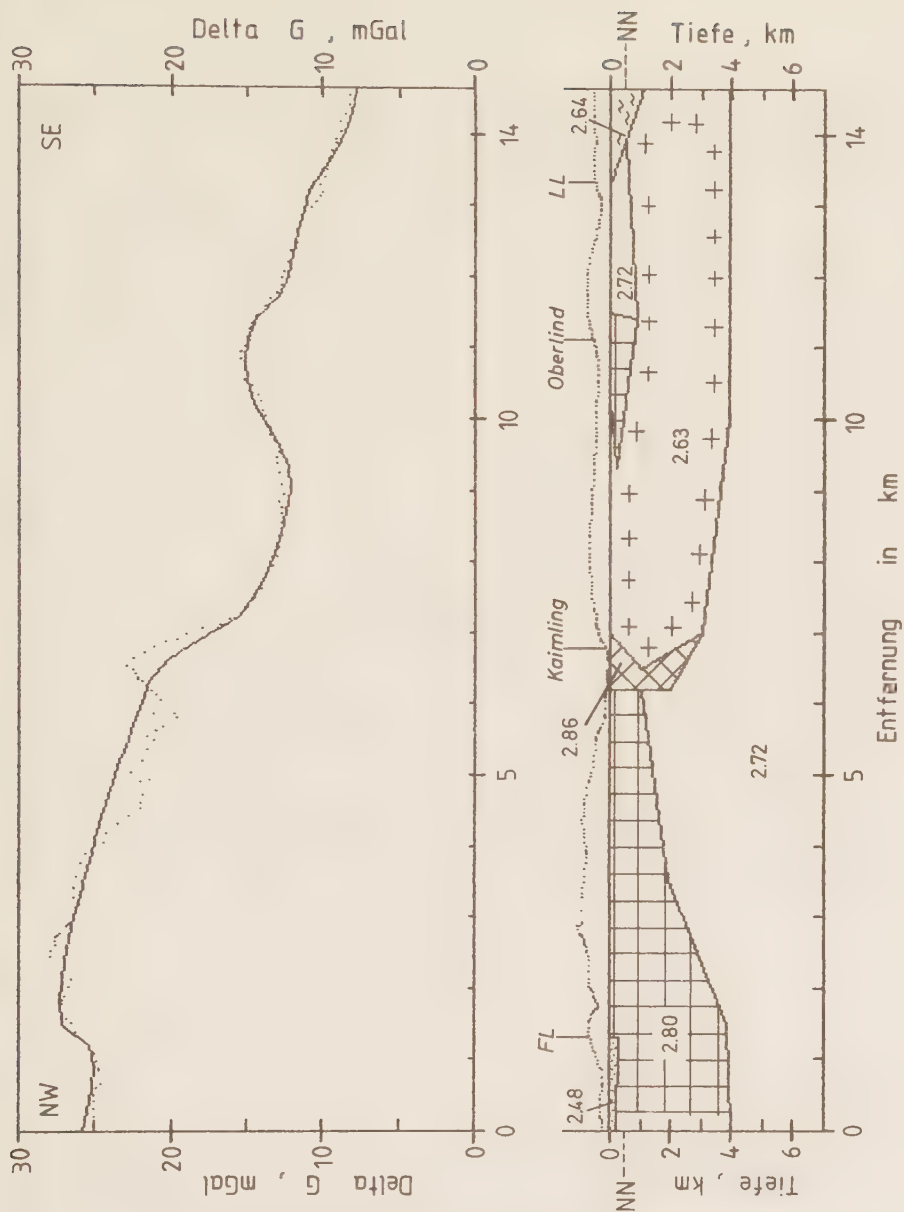


Abb.V.5: Modellschwere (durchgezogen), Vergleichsschwere (punktiert) und Störkörper-Modell zu Profil LIND.

LL = Luhe Linie

den, daß die Wurzelzone der Granite der Oberpfalz in den Zentralbereichen der Böhmisches Masse liegt.

Im Gegensatz zu den Modellen ALTSCH, WEIFLO und KRUMM wird in Modell LIND der Leuchtenberger Granit im Westen nicht mehr von Gesteinen der ZEV unterlagert. Die Deckenreste der ZEV im Südosten des Leuchtenberger Granits weisen nur noch eine Mächtigkeit von knapp 1 km auf. Auch die im weiteren Profilverlauf bis zur Luhe-Linie anstehenden, nicht von Graniten durchsetzten Gneise erreichen nur eine Tiefenlage von etwa 500 m.

Die Luhe Linie macht sich in der Bouguer-Anomalie kaum bemerkbar; sie wurde durch eine nach Norden gerichtete Aufschiebung modelliert. Die Gneise südlich der Luhe Linie sind in starkem Maße von feinkörnigen Graniten geringer Dichte (mittlere Dichte 2.54 gcm^{-3} , vgl. Tabelle 3) durchsetzt, im Modell wurde für sie daher die Blockdichte von 2.64 gcm^{-3} verwendet.

Bei der Entwicklung des Störkörper-Modells LIND zeigten sich deutlich die Grenzen der Auswertung mittels zweidimensionaler Modellrechnung: einzelne Anomalien konnten nicht mehr befriedigend mit der Modellschwere in Einklang gebracht werden.

Da das Profil LIND die ZEV nicht senkrecht zur Streichrichtung überquert, müssen die Tiefenangaben hierfür kritisch betrachtet werden. Die Schwere-Anomalie des Leuchtenberger Granits ist aber recht gut erfaßt worden, so daß die Tiefenangaben hierfür realistisch sein dürften.

V.6 Modell PIRK

Das Modell PIRK (Abb.V.6) läßt sich in seinen Grundzügen durch die beiden Gesteins-Komplexe ZEV im Norden und Rotliegend-Sedimente im Süden beschreiben.

Die Mächtigkeit der ZEV (Dichte 2.80 gcm^{-3}) ist im Norden mit nur 3 km relativ gering. Diese gegenüber den in den Modellen ALTSCH und WEIFLO gezeigte geringere Mächtigkeit kann aber auch dadurch

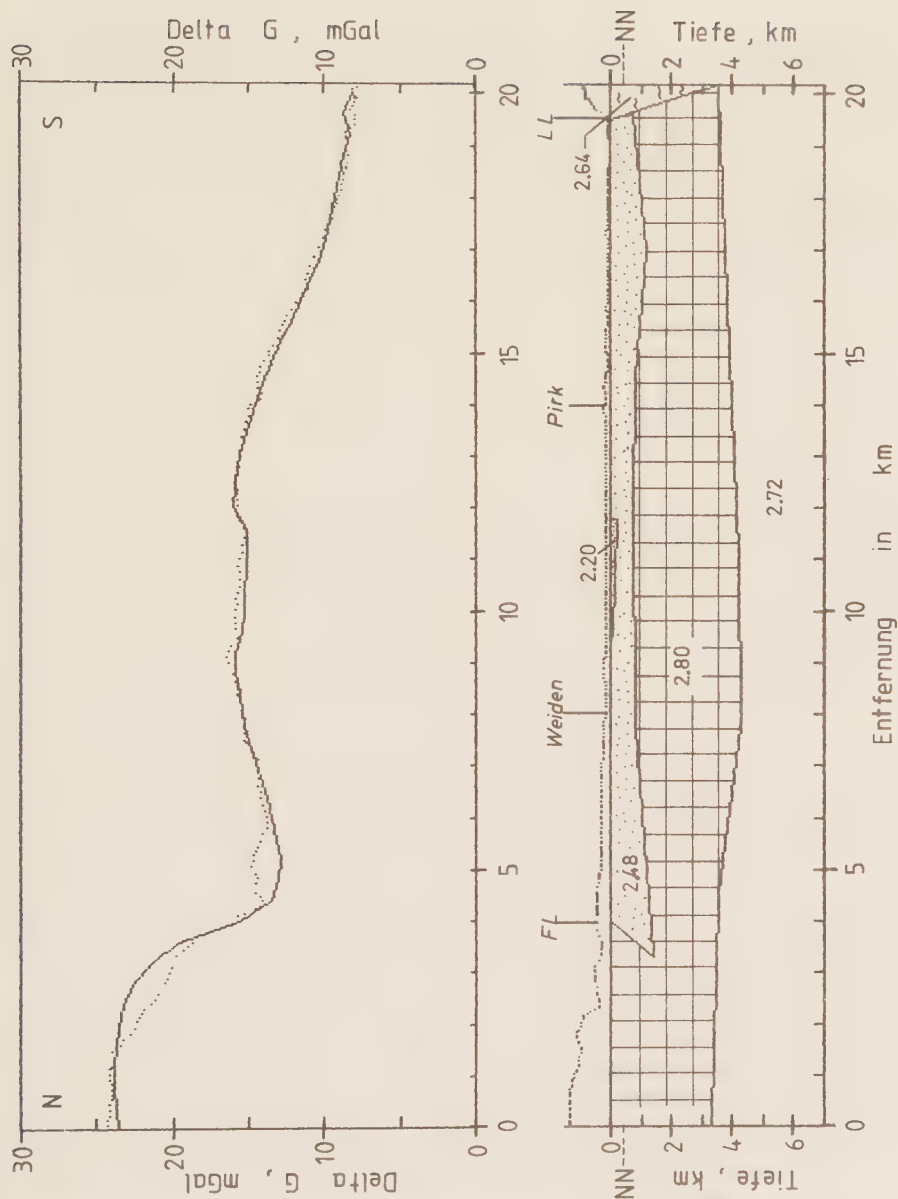


Abb.V.6: Modellschwere (durchgezogen), Vergleichsschwere (punktiert) und Störkörper-Modell zu Profil PIRK.

vorgetäuscht werden, daß das Profil PIRK in einem Winkel von 45° zur Streichrichtung der ZEV verläuft. Andererseits beginnt Profil PIRK am südlichen Ende des nördlichen Teilmaximums der ZEV (vgl. Abb. IV.1b), sodaß angenommen werden kann, daß hier auch die Mächtigkeit der ZEV geringer ist als im Zentralbereich des Schwere-maximums bei Püllersreuth.

Im gesamten weiteren Profilverlauf südlich der Fränkischen Linie unterlagert die ZEV die Sedimente des Weidener Rotliegend-Beckens unter Zunahme der Tiefenerstreckung auf rund 4 km. Diese Modellvorstellung läßt sich recht gut mit der Schwerekarte der Oberpfalz (Abb.IV.1b) vereinbaren, in der die Isolinien aus dem südlichen Teilmaximum der ZEV weit in das mesozoische Vorland vorgreifen.

Im Modell wird die ZEV im Untergrund an der Luhe Linie abgeschnitten. Die moldanubischen, von Graniten durchsetzten Gneise südlich der Luhe Linie (die nur noch von wenigen Meßpunkten erfaßt wurden) gingen mit der Dichte 2.64 gcm^{-3} in die Modellrechnung ein.

Die Fränkische Linie bei km 4 konnte aufgrund des steilen Schweregradienten wieder als Aufschiebung mit einem Versetzungsbetrag von etwa 1.4 km erfaßt werden.

Die Sediment-Bedeckung des Weidener Rotliegend-Beckens (Dichte 2.48 gcm^{-3} nach Fuchs (1979)) zeigt sich im Modell mit $\approx 1 \text{ km}$ (besonders in der Hochlage in der Mitte des Profils) als relativ geringmächtig, stimmt aber recht gut mit den Untersuchungsergebnissen der Reflexions-Seismik (Abb.III.4, KTB-Profil 8503) überein. Es gibt allerdings Anzeichen dafür, daß die Rotliegend-Sedimente in der Tiefe eine höhere Dichte als die hier verwendeten 2.48 gcm^{-3} aufweisen, was dann eine größere Mächtigkeit zur Folge hätte. So wurden zum Beispiel bei der Forschungsbohrung Obernsees für das Rotliegende in 1300 m Teufe Gesteinsdichten bis zu 2.7 gcm^{-3} gemessen (Emmert et al., 1985). Nach Westen nimmt die Mächtigkeit des Rotliegenden deutlich zu (Schmoll (1986), mündl. Mitteilung zum KTB-Profil 8504), was auch in Modell WEIFLO gezeigt werden konnte.

Die positive Differenz zwischen Modellschwere und Bouguer-Anomalie zwischen Profilkilometer 1.8 und 3.6 läßt sich anhand der

geologischen Kartierung nicht so einfach erklären. Eventuell ist der bereits vor der Fränkischen Linie beginnende Abfall der Schwere auf eine relativ große Mächtigkeit der hier überquerten Flußterrassen der Waldnaab zurückzuführen.

Der kleine, nicht modellierte Buckel in der Bouguer-Anomalie bei km 5 wird unter Umständen durch eine aus der ZEV in die Sedimente abgerutschte und dort verdeckte Amphibolit-Scholle hervorgerufen.

V.7

Modell STEIN

Die unruhige Bouguer-Anomalie von Profil STEIN (Abb. IV.10) gibt Hinweise darauf, daß die Geologie hier kleinräumig stark wechselnd ist und somit auch dreidimensionale Schwere-Effekte eine Rolle spielen. In dem 2D-Störkörper-Modell STEIN (Abb. V.7) wurden deshalb nur die langwelligen Schwere-Anomalien erfaßt, die von den geologischen Großeinheiten Fichtelgebirgs-Granit, Steinwald-Granit und ZEV verursacht werden.

Ein besonderes Problem bei der Dichtezuweisung bildeten die zwischen Fichtelgebirge und Steinwald gelegenen präkambrischen und paläozoischen Schiefer. Nach Flaumann (1976) liegen die Dichtewerte dieser metamorphen Gesteine zwischen 2.70 gcm^{-3} und 2.77 gcm^{-3} ; der Mittelwert der Dichte dürfte sich jedoch nicht signifikant von der für das Basement verwendeten Dichte von 2.72 gcm^{-3} unterscheiden. Aus diesem Grunde wurden diese paläozoischen und präkambrischen Schiefer nicht als Störkörper mit in das Modell aufgenommen.

Der Fichtelgebirgs-Granit (Dichte 2.60 gcm^{-3}) im Norden des Profils ist deutlich tiefreichender als der Steinwald-Granit und erstreckt sich bei einem zunächst flachen Einfallen unter die präkambrischen Schiefer bis etwa 3.5 km Tiefe.

Der Steinwald-Granit stellt sich im Modell als flache, wannenförmige Platte mit einer Mächtigkeit von 2 km dar. Dimroth (1958) nimmt für den Steinwald einen relativen hohen Erosionsanschnitt

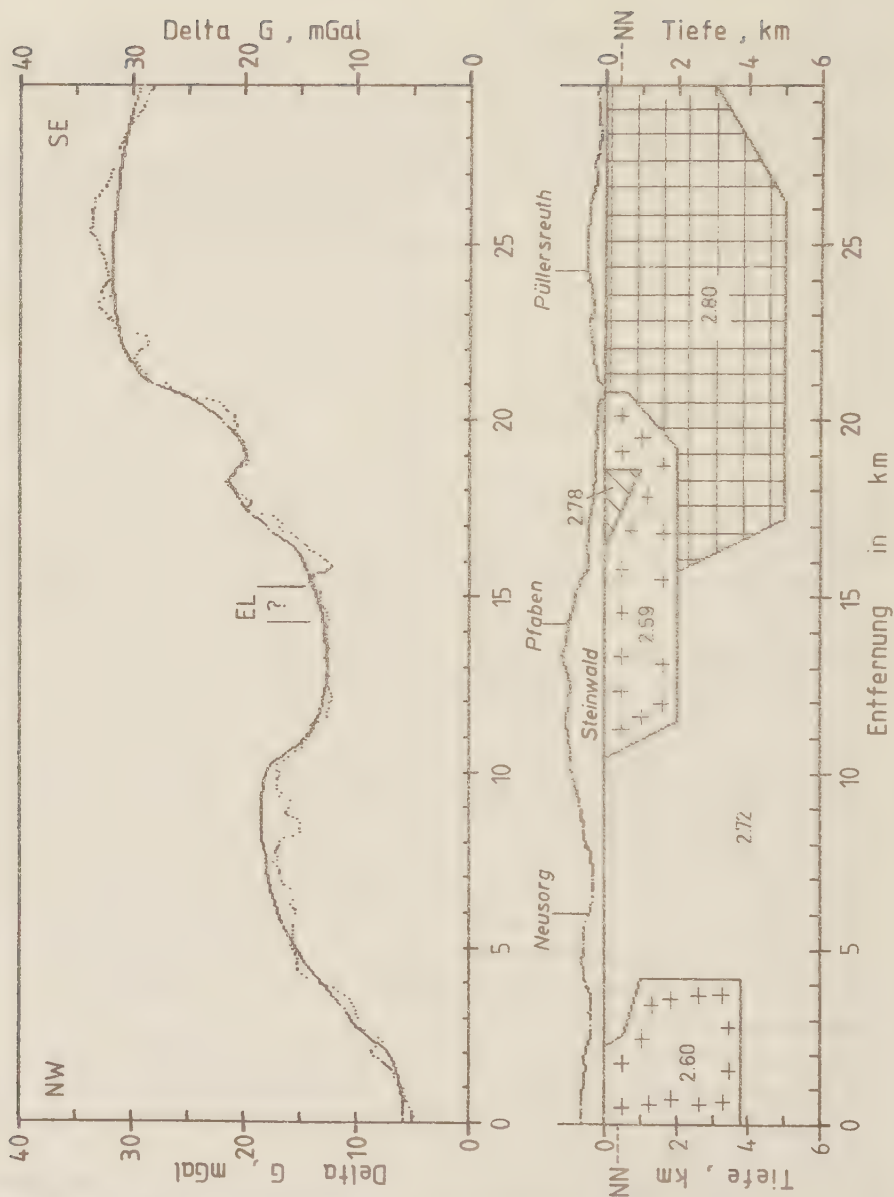


Abb.V.7: Bouguer-Anomalie (punktiert) mit Modellschwere (durchgezogen) und 2D-Störkörper-Modell zu Profil STEIN.

an. Er sieht in den mitten in dem Granit schwimmenden Schollen von Quarzphyllit den Beweis dafür, daß die entblößte Oberfläche hier der Dachregion des Massivs angehört. Nach Dimroth scheint der Steinwald-Granit im Norden und Westen steil mit einem Fallen von 30 bis 40° unterzutauchen, wie dies im Norden auch im Modell wiedergegeben ist.

An seinem Südrand fällt der Steinwald-Granit bei km 16.5 flach unter die Erbendorfer-Grünschieferzone ein. Diese Modellvorstellung läßt sich recht gut mit dem Magnetik-Modell der Serpentinite der Erbendorfer-Grünschieferzone (vgl. Abb. III.6) im Nordosten von Erbendorf vereinbaren. Hier schiebt der Serpentin-Komplex ebenfalls flach nach Süden bis in eine Tiefe von etwa 600 m ein. In dem Schwere-Modell reicht die Erbendorfer Grünschieferzone, die zu der Blockdichte 2.78 gcm^{-3} zusammengefaßt wurde, bis etwa 1 km Tiefe.

Die ZEV erstreckt sich bis in eine Tiefe von 5 km und setzt sich unter dem Steinwald-Granit fort bis etwa zur vermuteten Erbendorfer-Linie, die vom Komplex des Steinwald-Granits verdeckt wird. Da die Amphibolite der ZEV mit Profil STEIN parallel zu ihrer Streichrichtung überquert wurden, sind sie im Modell nicht berücksichtigt worden. Sie zeichnen sich aber in der positiven Differenz zwischen Modellschwere und Bouguer-Anomalie ab km 21 ab.

Das Abnehmen der Schwerewerte auf den letzten Profilkilometern muß mit einer Abnahme der Mächtigkeit der ZEV in diesem Bereich gedeutet werden. Dieser Befund stellte sich bereits bei der Interpretation von Profil PIRK, das in Denkenreuth direkt an Profil STEIN anschließt. Aber auch die Schwerekarte der Oberpfalz macht diese Annahme durch die zwei getrennten Schweremaxima der ZEV deutlich.

Mit dem IGAS (Interaktives Graphisches Auswerte-System) des Instituts für Geophysik der TU Clausthal bestand die Möglichkeit, zu Profil STEIN auch dreidimensionale Störkörper-Modellrechnungen durchzuführen. Voraussetzung hierfür ist jedoch eine zweidimensionale, also flächenhafte Verteilung der Schweredaten. Da die Schweredaten zu Profil STEIN nur eindimensional (entlang eines

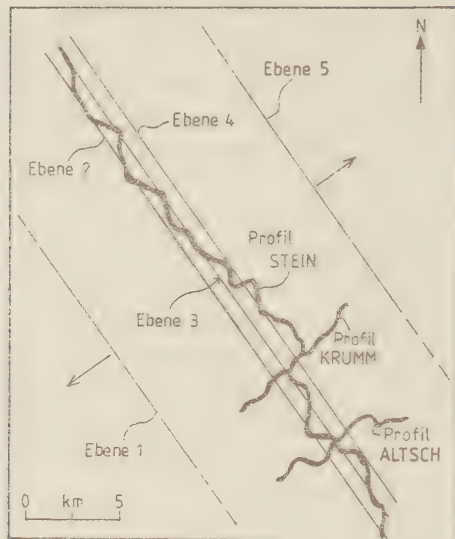


Abb.V.8: Lage der Störkörper-Ebenen, die für die pseudo-3D-Modellrechnungen zu Profil STEIN benutzt wurden. Ebene 3 ist die Zentralebene, in der das Modell dargestellt wird. Ebenen 1 und 5 liegen in 300 km Entfernung.

Profils) vorlagen, war jedoch nur eine "pseudo-3D"-Modellrechnung möglich. Dazu wurde ausgenutzt, daß die Schweredaten nicht exakt auf einer Linie lagen, sondern aufgrund der Straßen- und Wegeführung um diese oszillierten. So waren durch Interpolation Schwere-Informationen in einem etwa 2 km breiten Streifen um das ideal projizierte Profil vorhanden. Außerdem wurden Teilstücke der Profile ALTSCH und KRUMM mit in den Datensatz aufgenommen (vgl. Abb. V.8). Dieser 2 km breite Streifen konnte dann dreidimensional bearbeitet werden (Zentralebene = Ebene 3, 2 Nachbar-ebenen = Ebene 2 und 4), darüber hinaus wurden die Störkörper wieder in zweidimensionaler Struktur eingegeben, d.h. Ebene 1 = Ebene 2 und Ebene 4 = Ebene 5. Die Ebenen 1 und 5 wurden jeweils

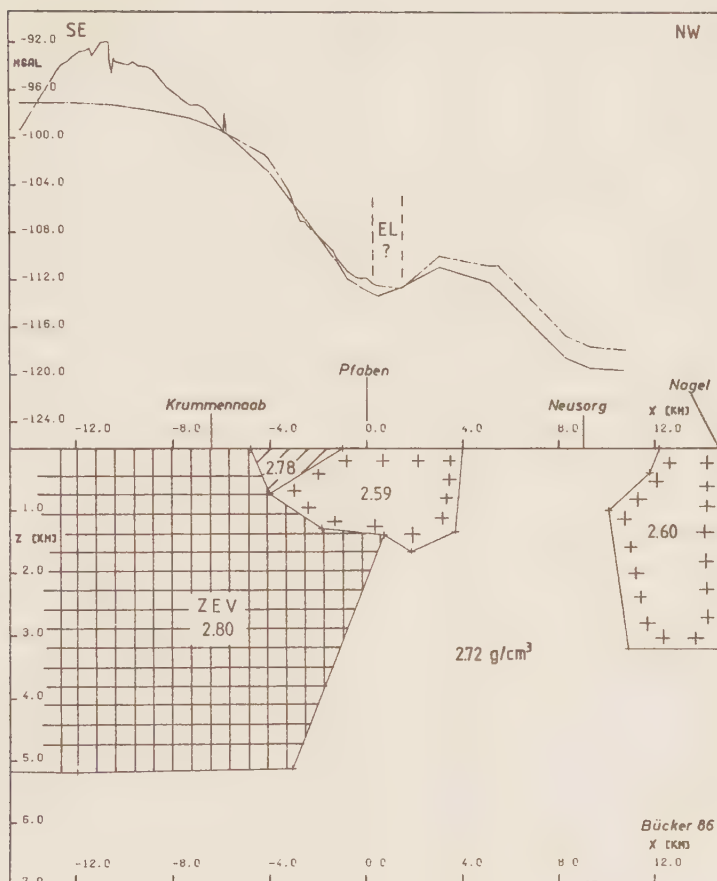


Abb.V.9: Modellschwere (gestrichelt), Vergleichsschwere (durchgezogen) und Störkörper-Modell zu Profil STEIN nach pseudo-3D-Modellrechnungen. Gegenüber dem 2D-Modell in Abb.V.7 ist die Profilrichtung (SE-NW) vertauscht.

in 300 km Entfernung zur Zentralebene gelegt.

Aufgrund dieser eingeschränkten dreidimensionalen Modellrechnung sind die Unterschiede zur zweidimensionalen Modellrechnung auch nur relativ gering. Das Ergebnis der pseudo-3D-Modellrechnung zu Profil STEIN ist in Abbildung V.9, beginnend im Südosten, dargestellt. Auch hier wurden die Amphibolite der ZEV sowie die paläozoischen Schiefer nicht mit in das Modell aufgenommen.

Die Erfahrung beim Umgang mit dem IGAS zeigte, daß bei den 2D-Modellrechnungen die Mächtigkeit von Störkörpern, deren Dichte geringer ist als die Bezugsdichte, zu groß modelliert wird, während die Mächtigkeit von Störkörpern mit positiver Dichtedifferenz zur Bezugsdichte zu gering wiedergegeben wird. So erreicht der Steinwald-Granit im 3D-Modell nur noch eine Tiefe von etwa 1.5 km und der Fichtelgebirgs-Granit nur noch etwa 3 km. Die ZEV hingegen weist eine Mächtigkeit von mehr als 5 km auf.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß das Einfallen der Störkörper durch die 2D-Modellrechnungen bereits recht gut erfaßt wird, die Mächtigkeit der Störkörper kann aber offensichtlich mittels 3D-Modellrechnungen besser bestimmt werden.

Obwohl die Übereinstimmung von Modellschwere und Bouguer-Anomalie bei Profil STEIN nur als befriedigend bezeichnet werden kann, kann aber angenommen werden, daß das Störkörper-Modell ein prinzipiell richtiges Bild von den geologischen Verhältnissen im Untergrund wiedergibt. Dies bestätigt sich auch an den Kreuzungspunkten von Profil STEIN mit den Profilen KRUMM und ALTSCH (vergleiche auch Abb. IV.1a): hier stimmen die Mächtigkeiten der Störkörper bis auf geringe Differenzen jeweils überein.

V.8 Modell EL (Erbendorfer-Linie)

Erste grobe Anhaltswerte für die Entwicklung eines Störkörper-Modells zu Profil EL gibt ein in der geologischen Karte 1:25.000 (Blatt Waldershof) wiedergegebener Profil-Querschnitt, der in

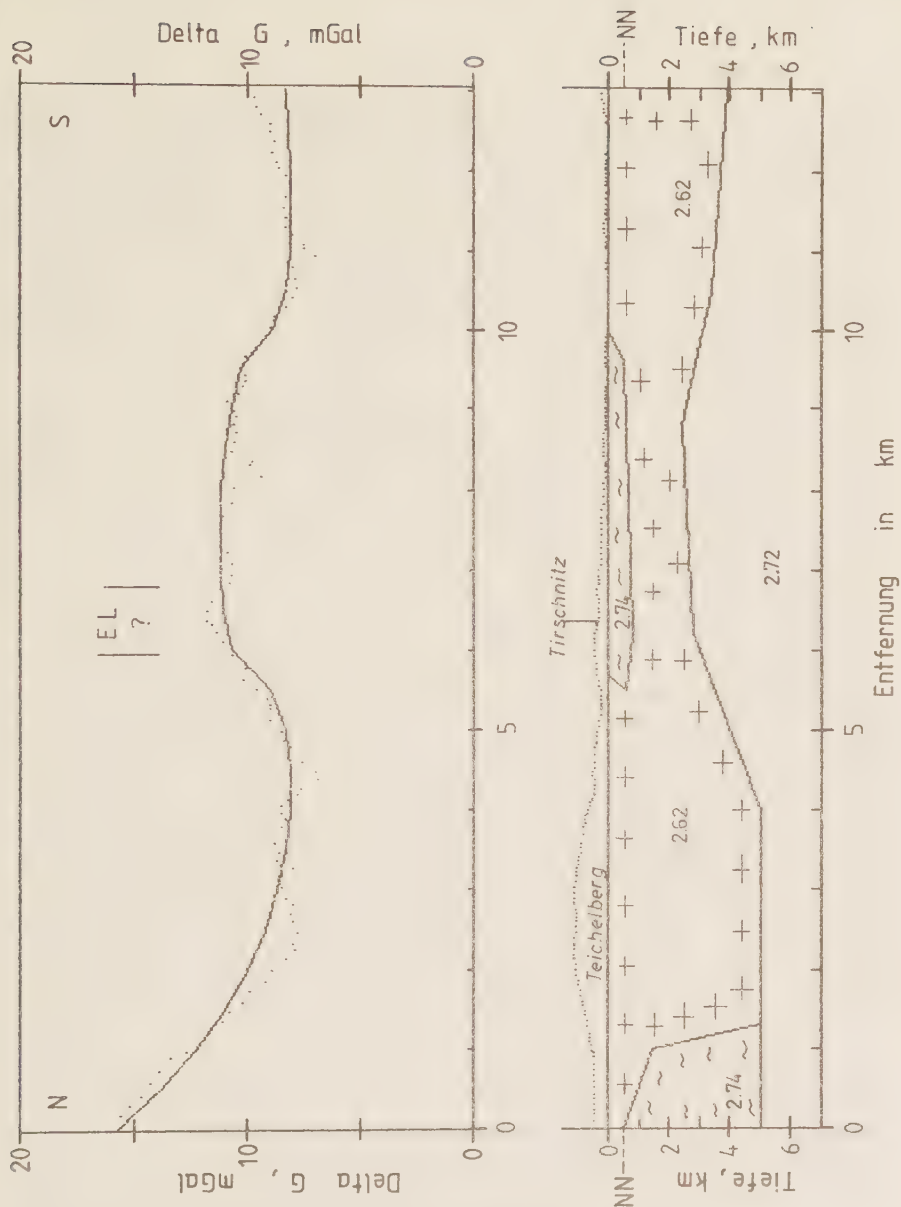


Abb. V.10: Modellschwere (durchgezogen), Vergleichsschwere (punktiert) und Störkörper-Modell zu Profil EL. (EL = Erbdorfer-Linie)

etwa parallel zu den ersten sieben Profilkilometern von Profil EL liegt. Entlang dieses Querschnitts bildet im Norden der Falkenberger-Granit und im Süden der Steinwald-Granit das Liegende. Im Profil EL schließt sich daran der Übergangsbereich zwischen Steinwald- und Falkenberger-Granit sowie der Falkenberger-Granit selber an. Die Andalusit-Hornfels-Glimmerschiefer bei Fuchsmühl-Tirschnitz sind in dem geologischen Profil mit einer Mächtigkeit von rund 150 m dargestellt. Die Basalt-Blockschutt-Bedeckung wurde (aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit) vernachlässigt.

Der starke Schweregradient am Beginn des Profils im Norden legt den Schluß nahe, daß die Mächtigkeit des Falkenberger-Granits hier rapide nach Norden zu abnimmt. Im Modell EL (vgl. Abb.V.10) steigt die Unterkante des Falkenberger-Granits von 5 km Tiefe bei Profilkilometer 1.5 auf 0.5 km Tiefe am Profilanfang an. Auch im Übergangsbereich von Falkenberger- und Steinwald-Granit scheint der Granit auszudünnen, um nach Süden zum eigentlichen Falkenberger-Granitkomplex hin wieder an Mächtigkeit zuzunehmen. Am Kreuzungspunkt mit Profil KRUMM bei km 11 ist der Falkenberger-Granit im Modell KRUMM 500 m mächtiger als Modell EL. Diese Diskrepanz muß darauf zurückgeführt werden, daß eine Interpretation von Profil EL durch zweidimensionale Störkörper-Modellrechnungen eigentlich nicht mehr gerechtfertigt ist. Dieses Profil war auch speziell darauf angelegt, einen Schwere-Effekt der Erbsendorfer Linie bei Tirschnitz aufzudecken. Allerdings zeigt die Bouguer-Anomalie in diesem Bereich keine signifikante Schwereänderung. So wurden auch die Hornfelsglimmerschiefer und Glimmergneise nördlich bzw. südlich der Erbsendorfer Linie zu einem Dichteblock der Dichte 2.74 gcm^{-3} zusammengefaßt, sie erreichen eine Mächtigkeit von maximal 500 m.

Das Modell EL muß jedoch wegen der mehr dreidimensionalen als zweidimensionalen geologischen Strukturen mit Vorsicht betrachtet werden. Als gesichert kann aber angesehen werden, daß das Profil EL von Graniten unterschiedlicher Mächtigkeit unterlagert wird, unterbrochen durch eine dünne Bedeckung von Glimmerschiefern und -gneisen im Bereich der Erbsendorfer Linie. Außerdem kann die Basalt-Blockschutt-Bedeckung des Triebendorf-Teichelberg-Basalt-Komplexes nur sehr geringmächtig sein.

VI Diskussion der Ergebnisse (vgl. Abb.VI.1)

Es hat sich gezeigt, daß es möglich war, durch relativ einfache Störkörper-Modelle die gemessenen Schwere-Anomalien in der Oberpfalz zu interpretieren.

Die Schwerekarte der Oberpfalz wird im Untersuchungsgebiet im wesentlichen geprägt durch die Schwere-Anomalien der Sedimente des mesozoischen Vorlandes sowie durch die ZEV und die Granite in der Böhmisches Masse. So bilden auch in den Störkörper-Modellen die Granite und die ZEV mit den eingelagerten Amphiboliten die dominierenden Einheiten. Die bereits durch die Schwerekarte gegebenen Hinweise einer Fortsetzung der ZEV unterhalb der Sedimente westlich der Fränkischen Linie konnten durch die zweidimensionale Tiefpaß-Filterung der Schwerekarte bekräftigt und durch die Modellrechnungen bestätigt werden. Auch der Vergleich mit den Ergebnissen der Seismik zeigt, daß diese Modellvorstellung den geologischen Verhältnissen nahe kommt. Die berechnete Tiefenerstreckung der ZEV ist allerdings ganz wesentlich abhängig von der im Modell verwendeten Blockdichte. Es muß aber angenommen werden, daß die Gneise der ZEV nicht nur oberflächlich, sondern auch im Untergrund zu etwa 30% mit Amphiboliten durchsetzt sind. Durch die Modellrechnungen zur Gravimetrie sowie zur Magnetik konnte durch den hohen Dichte- und Magnetisierungs-Kontrast der Amphibolite zur Umgebung gezeigt werden, daß diese im nördlichen Teil der ZEV bis über 3 km Tiefe reichen können. Dabei sind aber die Tiefenangaben in dem Magnetik-Modell aufgrund des $1/r^3$ -Effektes deutlich unsicherer als in dem Gravimetrie-Modell.

Unter diesen Bedingungen sollte die Blockdichte von 2.80 gcm^{-3} der wahren Durchschnitts-Dichte der ZEV nahe kommen. Für die in den Modellen angegebenen maximalen Mächtigkeiten der ZEV muß aber dennoch ein Fehler von $\pm 1 \text{ km}$ in Betracht gezogen werden. Daß die ZEV ihre maximale Mächtigkeit etwa unterhalb der Fränkischen Linie erreicht und nach Osten hin geringmächtiger wird, kann mit den Hebungsvorgängen im Kristallin in Verbindung gebracht werden, was teilweise auch in der Höhe der Kristallin-Oberfläche erkennbar ist. Wegen der Sediment-Bedeckung ist es aber schwierig, durch die Modellrechnungen eine westliche Grenze der ZEV zu erfassen. Wenn auch das Bild der Tiefpaß-gefilterten Schwerekarte

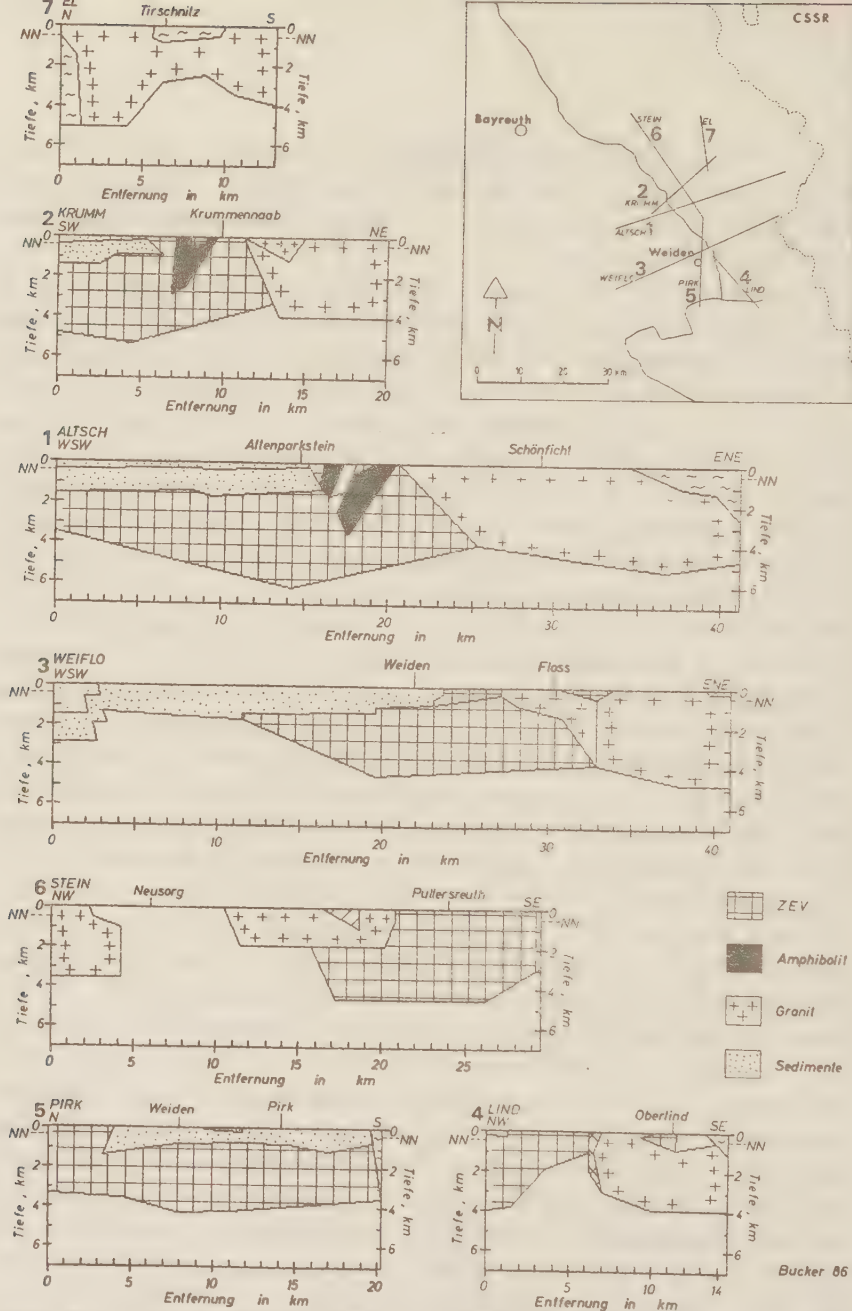


Abb. VI.1: Querschnitte durch die nördliche Oberpfalz. Der Maßstab der Entfernungs- und Tiefenachsen ist jeweils der gleiche.

den Eindruck erweckt, daß die ZEV erst an der Kulmbach-Freihunger-Störung endet, kann nicht ausgeschlossen werden, daß diese bereits vorher unterhalb der Sedimente auskeilt, wie es in Modell WEIFLO gezeigt ist.

Durch die relativ hohe Dichtedifferenz kann der Grenzbereich zwischen der ZEV und den östlich anschließenden Graniten (insbesondere dem Falkenberger-Granit) mit den Modellrechnungen besonders gut erfaßt werden. Aufgrund der starken Schweregradienten in diesen Übergangsbereichen (bis zu 6 mGal/km z.B. bei Profil ALTSCHE) kann ausgeschlossen werden, daß sich größere Granite unterhalb der ZEV finden. So zeigt sich auch in allen entsprechenden Modellen ein generelles Einfallen der Granite nach Osten hin, und zwar an den West- wie an den Ostgrenzen der Granite. Dies kann dahingehend gedeutet werden, daß die Wurzelzone der Granite weiter südöstlich ihrer heute kartierten Vorkommen gelegen haben muß. Die Vorstellung der granitoiden Mobilisation entlang mächtiger horizontal planarer Scherzonen zwischen Ober- und Unterkruste (Stettner, 1971) kann hiermit gut vereinbart werden. Auch die vermutete Herkunft der ZEV-Decke und der allochthonen Einheit der Münchberger Gneissmasse aus dem Tepla-Barrandeum im Südosten des Untersuchungs-Gebietes spricht für Südost-Nordwest gerichteten Transport.

Dieses Ergebnis des ostwärtigen Einfallens der Granite (insbesondere des Falkenberger Granits) gewinnt insofern auch an Bedeutung, als in der nördlichen ZEV südöstlich von Erbdorf die Kontinentale Tiefbohrung geplant ist. Nach den Ergebnissen der Gravimetrie dürfte aber bei dieser Lokation keine Gefahr bestehen, in der Oberkruste auf mächtigere Granitkomplexe zu stoßen. Die Granite der Oberpfalz zeigen sich in den Modellen als plattenförmige Körper mit Mächtigkeiten zwischen 4 und 6 km (ausgenommen der Steinwald-Granit mit 2 km). Obwohl mit zunehmender Tiefe der Modelle die Aussagen unsicherer werden, können die angegebenen Mächtigkeiten indirekt durch die Ergebnisse der Seismik bekräftigt werden. In den Seismogramm-Montagen der KTB-Profile zeichnen sich die Granite durch eine "seismische Transparenz" aus, deutliche Reflexionen sind erst ab etwa 6 km Tiefe erkennbar. Diese Tiefe kann als Untergrenze der (in ihrer Litho-

logie relativ monotonen und damit reflexionsarmen) Granite gedeutet werden. Hier zeigt sich aber auch, daß sich Seismik und Gravimetrie in idealer Weise ergänzen können. Aufgrund häufig fehlender oder nur schwacher Reflexionen können durch die Seismik im Untersuchungsgebiet kaum Aussagen über die Struktur der Oberkruste gemacht werden. Hier liegt aber wiederum die Stärke der Gravimetrie, durch die mittels berechneter Modelle gerade die Dichteverteilung in der Oberkruste recht gut erfaßt werden konnte.

Im Gegensatz zur Fränkischen Linie konnte die Erbdorfer Linie mit der Gravimetrie nicht erkannt werden. Den einzigen Hinweis auf die Erbdorfer Linie bildet die Nordgrenze der ZEV unterhalb des Steinwaldgranits, der hier die Erbdorfer Linie verdeckt. Da die Erbdorfer Linie bei Erbdorf (als Deckengrenze der ZEV auf saxothuringischen Gesteinen) nach Vorstellungen einiger Autoren (siehe z.B. Weber & Behr, 1983) die Spur einer tiefreichenden Suturzone (Transport des Moldanubikums auf das Saxothuringikum) kennzeichnen soll, ist auch nicht zu erwarten, daß sich diese etwa durch eine Gradientenzone der Schwere auszeichnet. Über eine so weit- und tiefreichende geologische Grenze könnten nur die (hier nicht diskutierten) großräumigen Schwere-Anomalien, die auch die Unterkruste bis zur Moho-Diskontinuität mit einbeziehen, Informationen bringen.

Da strukturelle Randbedingungen (etwa durch Bohrungen gewonnen) im Kristallinbereich des Untersuchungs-Gebietes kaum vorhanden sind, müssen die hier vorgestellten Modelle zunächst als beste Information angesehen werden. Sicherlich erlaubt die Theorie auch die Konstruktion anderer Modelle, doch werden sich diese von den Modellen dieser Arbeit nicht prinzipiell, sondern nur in Details unterscheiden. Denn bei der Berechnung der Modelle konnten einige gewichtige Rand- und Nebenbedingungen (Lagerung der Gesteinskörper an der Oberfläche und deren Dichte und einige Ergebnisse der Seismik) berücksichtigt werden. Genauere Erkenntnisse über die Tiefenerstreckung der Störkörper könnten nur mit weiteren, von der Gravimetrie unabhängigen Informationen und mittels dreidimensionaler Modellrechnungen anhand flächenhaft verteilter Schweredaten gewonnen werden.

VII

Zusammenfassung

Im Rahmen der geophysikalischen Vorerkundungen zur Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) der Bundesrepublik Deutschland wurde die Lokation Oberpfalz im Nordwesten der Böhmisches Einheit in dieser Arbeit vorwiegend mit Methoden der Gravimetrie untersucht. Ziel der Untersuchungen war die Ermittlung der Dichteverteilung im Untergrund in Form von Störkörpern.

Die Lage der Profile (vgl. Abb. IV.1) war hauptsächlich ausgerichtet auf die Erfassung der Schwere-Anomalien der Granite sowie der allochthonen Einheit der Zone-Erbendorf-Vohenstrauß (ZEV) in der nördlichen Oberpfalz. Insgesamt wurden 7 Profile mit einer Gesamtlänge von 179 km bei 1757 Meßpunkten bearbeitet, dies entspricht einem mittlerem Meßpunktabstand von knapp 100 m. Dabei konnten die Daten zweier Profile von Fuchs (1979) bzw. Claussen (1985) übernommen und durch Neubearbeitung sowie Interpretation in das Gesamtbild eingepaßt werden.

Gesteinsdichten wurden an Handstücken gemessen. Sie konnten durch zahlreiche Literaturangaben ergänzt werden. Da sich im Kristallin des Untersuchungsgebietes häufig Korrelationen zwischen der Erosionsbeständigkeit und der Dichte der Gesteine zeigten, war das Nettleton-Verfahren nicht anwendbar.

Für die Bouguer-Reduktionen und für die Störkörper-Modellrechnungen wurden Rechenprogramme auf einem PC-Rechner entwickelt, deren Handhabung sich durch die interaktive Bildschirmgrafik als recht komfortabel erwies.

Die Bouguer-Anomalie wurde für alle Meßstationen berechnet und graphisch dargestellt. Dabei zeichneten sich die Granite jeweils durch ausgeprägte Schwere-Minima aus, wohingegen sich die dichten Gesteine der ZEV durch Schwere-Maxima hervorhoben. Die maxi-

male Schwere-Differenz zwischen diesen beiden Gesteins-Formationen war bis zu 35 mGal.

Zur Interpretation der gemessenen Anomalien wurden möglichst einfache zwei- (zu einem Profil auch drei-) dimensionale Modellkörper konstruiert, ihr Schwerfeld berechnet und der gemessenen Anomalie durch schrittweise Abänderung der Modellkörper angepaßt. Dabei wurden alle bekannten Informationen berücksichtigt, wie Lagerung der Gesteinskörper an der Oberfläche und deren Dichte sowie einige Ergebnisse der Seismik. Die Abbildung VI.1 gibt einen Überblick über die entworfenen Modelle. Die Granite konnten als plattenförmige Körper unterschiedlicher Mächtigkeiten modelliert werden, die im generellen Trend nach Osten einfallen. Die an der Oberfläche aufgeschlossenen Gesteine der ZEV sind nur ein Teil der im Untergrund lateral ausgedehnten ZEV. Im einzelnen ergibt sich folgendes Bild:

- Der Fichtelgebirgs-Granit reicht in seinem Südteil bis zu 3 km Tiefe.
- Der Steinwald-Granit ist im Westen relativ flach (2 km) und fällt im Süden flach unter die Erbdorfer-Grünschieferzone ein.
- Der Falkenberger-Granit ist im Westen bis zu 4 km, im Osten bis zu 6 km mächtig. Er fällt im Westen wie im Osten flach nach Osten ein.
- Der Leuchtenberger-Granit ist im Norden (im Übergangsbereich zum Falkenberger-Granit) nur geringmächtig. Im Süden erreicht er eine Mächtigkeit von 4 km. In Richtung Osten geht der Leuchtenberger-Granit unter einer dünnen Gneisbedeckung in den Flossenbürger-Granit über.
- Der Flossenbürger-Granit ist bis zu knapp 5 km mächtig und geht im Osten unter einer dünnen Bedeckung moldanubischer Gneise in den Bärnauer-Granit über.
- Die ZEV liegt im Osten zum Teil unter den Graniten und setzt sich im Westen unter den Sedimenten des mesozoischen Vorlandes fort. Sie erreicht eine maximale Tiefenerstreckung von ca. 6 km im nördlichen Teil und etwa 4 km im südlichen Teil.

- Die Amphibolite sind im nördlichen Teil der ZEV mächtiger als im südlichen Teil. Im nördlichen Teil der ZEV bei Windisch-Eschenbach konnten sie auch durch ein Magnetik-Modell als nach Südwesten einfallende Platten mit einer Tiefenerstreckung von über 3 km ermittelt werden.
- Die Fränkische Linie nördlich von Weiden konnte als Aufschiebungs-Fläche bestätigt werden.
- Die Erbdorfer Linie als Grenze zwischen Saxothuringikum und Moldanubikum bei Erbdorf und Tirschnitz konnte durch die gravimetrischen Untersuchungen nicht erfaßt werden. Sie muß als an der Oberfläche aufgeschlossene Spur einer weiträumigen und tiefreichenden Aufschiebung angesehen werden.

Die hier vorgestellten Störkörper-Modelle zur Gravimetrie konnten durch Vergleich mit den Untersuchungs-Ergebnissen der Seismik sowie mit den geologischen Modellvorstellungen bekräftigt werden.

Mit Hilfe der durch die Digitalisierung ermöglichten zweidimensionalen wellenlängenabhängigen Tiefpaß-Filterung der Schwerekarte der Oberpfalz konnte die Annahme einer sich unterhalb der Sedimente westlich der Fränkischen Linie fortsetzenden ZEV unterstützt werden.

Als für die Kontinentale Tiefbohrung wichtigstes Einzelergebnis kann herausgestellt werden, daß nach den Untersuchungsergebnissen dieser Arbeit im Bereich der anvisierten Tiefbohr-Lokation im nördlichen Teil der ZEV zumindest in der Oberkruste nicht mit größeren Granit-Komplexen zu rechnen ist.

Literatur-Verzeichnis:

- ALTHAUS, E. BEHR, H.J., EDER, F.W., GOERLICH, F. MARONDE, D. & W. ZIEGLER (1984): Kontinentales Tiefbohrprogramm ("KTb") - (Continental Deep Drilling Program) of the Federal Republic of Germany. Terra Cognita, 4, 389-397.
- ANGENHEISTER, G. (1973): Die Interpretation der magnetischen Störfelder (Anomalien) von mehreren Serpentin-Körpern in fünf Arealen im Westen der Böhmischen Masse.- Geol. Bav. 67, 35-63, München.
- BEHR, H.J., ENGEL, W. & W.FRANKE (1982): Variscan Wildflysch and Nappe Tectonics in the Saxothuringian Zone (Northeast Bavaria, Germany).- Amer. J. Sci., 282, 1438-1470, New Haven.
- BEHR, H.J. (1983): Intracrustal and Subcrustal thrust-tectonics at the northern margin of the Bohemian Massif. In: Martin, H. Eder, F.W., eds.: Intracontinental Fold Belts. Springer, Berlin Heidelberg New York Tokyo.
- BEHR, H.J., ENGEL, W., FRANKE, W., GIESE, P. & K. WEBER (1984): The Variscan Belt in Central Europe: Main Structures, geodynamic implications, open questions.- Tectonophysics, 109: 15-40, Amsterdam.
- BEHR, H.J., BLÜMEL, P., STEIN, E., VOLLBRECHT, A., WAGENER-LOHSE, C. & K. WEBER (1985): Frankenwald-Fichtelgebirge-Oberpfälzer-Wald (Exkursion B am 11. und 12. April 1985), Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.E., 67, 23-50, Stuttgart.
- BERANEK, B. & A. DUDEK (1972): The Results of deep Seismic Sound- ing in Czechoslovakia.- Zeitschrift für Geophysik, 38, 415-427, Physica-Verlag, Würzburg.
- BESANG, C., HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÖLLER, P., WENDT, P. (1976): Radiometrische Datierung, geochemische und petrographische Untersuchungen der Fichtelgebirgsgr- nite.- Geol. Jahrb., E8, 3-71.
- BLÜMEL, P. (1982): Aufbau, Metamorphose und geodynamische Deutung des variszischen Grundgebirges im Bereich der Bundesre- publik.- Ruhr-Universität Bochum, Jahrbuch 1982, 169- 201, Bochum.
- BLÜMEL, P. (1983): The western margin of the Bohemian Massif in Bavaria. DMG SFMG joint meeting 1983.- Fortschr. Miner., 61, 2, 171-195.
- BOSCH, W. (1984): persönliche Mitteilungen, Deutsches Geodäti- sches Forschungs-Institut der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, München.
- BUDAY, T., DUDEK, A. & IERMAJER, J. (1969): Some results of in- terpretation of the gravimetric map of Czechoslovakia on a scale of 1:500.000.- Sborník geol. věd, r.UG, Ustr. ústav geol., 8, 7-35, Praha.
- BUREAU GRAVIMÉTRIQUE INTERNATIONAL (Hrsg.) (1973): Bulletin d'In- formation 31.

- Cartes mondiales des anomalies de Bouguer 1:1.000.000; feuilles de Berlin et de Vienne; Paris, 1959-1960.

- CLAUSSEN, U. (1985): Planung, Messung und Interpretation von zwei Schwereprofilen in der Oberpfalz (Zone-Erbendorf-Vohenstrauß).- Diplomarbeit am Inst. f. A. u. A. Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München, unveröffentlicht.
- DARBY, E.G. & E.B. DAVIES (1967): The analysis and design of two-dimensional filters for two-dimensional data.- Geophys. Prosp., 15, 383-406.
- DIMROTH, E. (1958): Geologische und petrographische Untersuchungen im nördlichen Steinwald.- Diplomarbeit, Institut für Gesteinskunde der Universität München, unveröffentlicht.
- DOERGE, W., REINHART, E. & G. BOEDECKER (1977): Das "International Gravity Standardization Net 1971 (ISGN 71)" in der Bundesrepublik Deutschland.- Dt. geodät. Komm. B 225; München.
- DREWES, H. (1974): Zur Berechnung der gravimetrischen topographischen Reduktionen.- Wiss. Arb. Lehrst. f. Geod., Phot. u. Kart. T.U. Hannover Nr. 56.
- DREWES, H. (1984): persönliche Mitteilungen, Deutsches Geodätisches Forschungs-Institut der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, München.
- ECKSTALLER, A. (1985): persönliche Mitteilungen, Rechenprogramm AERO PLOT zur automatischen Herstellung von Isolinenplänen.
- EBERLE, D. (1973): Aeromagnetische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:500.000 und Teilkarten 1:100.000. Hannover: Bundesanstalt für Bodenforschung.
- EBERLE, D. SCHMIDT, H. & G. STETTNER (1977): Bericht über die aeromagnetische Anomalie Vohenstrauß (Opf.) in Verbindung mit magnetischen Untersuchungen am Erdboden.- Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Archiv BGR/NLFB Nr. 68270.
- EMMERMAN, R., ALTHAUS, E., GIESE, P. (1986): Koordinatoren-Rundbrief Nr.3, Geowissenschaften im Kontinentalen Tiefbohrprogramm, Gießen, Februar 1986, unveröffentlicht.
- EMMERT, U., GUDDEN, H., HAUNSCHILD, H., MEYER, R.K.F., RISCH, H., SCHMID, H. & G. STETTNER (1985): Bohrgut-Beschreibung der Forschungsbohrung Obernsees.- Geol. Bav., 88, München.
- ENGEL, W. & FRANKE, W. (1983): Flysch sedimentation and its relation to tectonism in the European Variscides.- In: MARTIN, H. & W. EDER (eds.): Intracontinental Fold Belts - Case Studies in the Variscan Belt of Europe and the Damara Belt in Namibia, Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York Tokyo.

- FISCHER, G. (1967): Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz und des Bayerischen Waldes.- Zur Min. u. Geol. d. Opf., Der Aufschluß, 16. Sonderheft, Heidelberg.
- FISCHER, G. (1965): Über die modale Zusammensetzung der Eruptiva im ostbayrischen Kristallin.- Geol. Bav. 55, 7-33, München.
- FRANKE, W. & K.WEBER (1984) (eds): Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland Zielgebiet Oberpfalz.- Statusbericht, nicht veröffentlicht, Bonn.
- FRANKE, W. (1984): Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneismasse abgeleitet aus der Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum.- Geotekt. Forsch., 68: 253 pp; Stuttgart.
- FUCHS, H.K. (1979): Untersuchungen am Westabbruch der Böhmisches Masse im Oberfränkisch-Oberpfälzischen Bruchschollennland mit Hilfe der Gravimetrie.- Dissertation am Inst. f. Allg. u. Angew. Geophysik der LMU München. München
- FÜHRER, F.X. (1976): Die Anomalien der Schwere am Südwestrand des Bayerischen Waldes und ihre Interpretation.- Dissertation am Inst. f. Allg. u. Angew. Geophysik der LMU München.
- GAERTNER, H.R.v. & H.H. SCHMETZ (1968): Geologisch-petrographische Beobachtungen in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in der nördl. Oberpfalz. Geol. Jb., 85, 315-370, Hannover.
- GEBRANDE, H. (1984): Refraktionsseismik.- In: Statusbericht des KTB der Bundesrepublik Deutschland, vol. 2: 244-250; nicht veröffentlicht; Bonn.
- GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE 1:200.000, CC 6334 Bayreuth.- Herausgegeben von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Zusammenarbeit mit den geologischen Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland und benachbarter Staaten.- Hannover, 1981.
- GERKE, K. (1957): Die Karte der Bouguer-Isanomalien 1:1.000.000 von Westdeutschland. Frankfurt/Main: Institut für Angewandte Geodäsie.
- GIESE, P., PRODEHL, C. & C.STEIN eds.(1976): Explosion Seismology in Central Europe, data and results. Springer, Berlin Heidelberg New York.
- GÖTZE, H.J. (1984): Über den Einsatz interaktiver Computergraphik im Rahmen 3-dimensionaler Interpretationstechniken in Gravimetrie und Magnetik.- Habilitationsschrift, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Technischen Universität Clausthal.
- HEIRTZLER, J.R., PETER, G., TALWANI, M. & E.G. ZURFLUEH (1962): Magnetic Anomalies Caused by Two-Dimensional Structure: Their Computation by Digital Computers and their Interpretation.- Technical Report No.6, Cu-6-62 Nonr-Geology, Columbia University, Lamont Geological

- HELMKAMPF, K.E., KUHLMANN, J. & D. KAISER (1982): Das Rotliegende im Randbereich der Weidener Bucht.- Geol. Bav. 83, München.
- HESS, CHR. (1964): Die γ -Z-Anomalien im Gebiet der Serpentinitvorkommen bei Erbdorf/Oberpfalz und ihre Interpretation.- Diplomarbeit Institut für Angew. Geophysik der Univ. München.
- IBRMAJER, J. (1981): Geological Interpretation of Gravity Maps of Czechoslovakia.- In: Zátpek, A., ed.: Geophysical Synthesis in Czechoslovakia, Veda Publishing House of the Slovak Academy of Sciences, Bratislava.
- JUNG, K. (1961): Schwerkraftverfahren in der Angewandten Geophysik.- Akad. Verl. Ges., 205-237.
- KÖHLER, H., MÜLLER-SOHNUS, D. & K. CAMMAN (1974): Rb-Sr Altersbestimmungen an Mineral- und Gesamtgesteinsproben des Leuchtenberger und Flossenbürger Granits, NE-Bayern.- N. Jb. Miner. Abh., 123, 63-85, Stuttgart.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des variszischen Gebirgsbaues.- Abh. sächs. Geol. L.-Anst., 1, 1-39, Leipzig.
- MADEL, J. (1975): Geochemical structures in a multiple intrusion granite massif.- N. Jb. Miner. Abh., 124, 103-127, Stuttgart.
- MILLER, H. (1975): Struktur der Erdkruste im westlichen Randbereich der Böhmisches Masse, Vortrag DGG Stuttgart.
- MORELLI, C. (1976): Modern Standards for Gravity Surveys.- Geophys. Prosp., 24, 1, Den Haag.
- MOSTAANPOUR, M.M. (1984): Einheitliche Auswertung krustenseismischer Daten in Westeuropa. Darstellung von Krustenparametern und Laufzeitanomalien.- Berliner geowiss. Abh. (B), 10, 96 S., Berlin.
- NETTLETON, L.I. (1976): Gravity and magnetics in oil prospecting.- McGraw Hill Book Co., 134-187.
- PLAUMANN, S. (1976): Schweremessungen im Raum Erbdorf.- Bericht, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Archiv BGR/NLFB Nr. 75564.
- PLAUMANN, S. (1982): Eine ergänzende gravimetrische Vermessung im Bereich der Schwereanomalie von Erbdorf.- Bericht, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Archiv BGR/NLFB Nr. 94437.
- PLAUMANN, S. (1984): persönliche Mitteilungen, NLFB Hannover.
- PLAUMANN, S. (1986): Die Schwerekarte der Oberpfalz und ihre Bezüge zu Strukturen der oberen Erdkruste.- Geol.Jb., E 33.
- PRAKLA-SEISMOS GmbH (1971): Bericht über die Durchführung einer

aeromagnetischen Vermessung der Bundesrepublik Deutschland 1965-1971.- BGR/NLFB Archiv-Nr.: 8575; Hannover.

- PUCHER, R. & G. STETTNER (1985): Die Interpretation der aeromagnetischen Anomalie bei Erbdorf/Oberpfalz in Verbindung mit magnetischen Untersuchungen am Boden.- Bericht, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Archiv BGR/NLFB Nr. 97918.
- REEVES, C.V. & I.N. MACLEOD (1986): A standard structure for geophysical data files on popular microcomputers.- First Break Vol. 4, No. 2.
- RICHTER, P. & G. STETTNER (1979): Geochemische und petrographische Untersuchungen der Fichtelgebirgsgranite.- Geol. Bav. 18, 143 S., Mnchen.
- RICHTER, P. & G. STETTNER (1983): Das Präkambrium am Nordrand der Moldanubischen Region im Raum Tirschenreuth Mährling (NE-Bayern) und dessen metallogenetische Aspekte.- Geol. Jb., D61, 23-91.
- ROSENBAACH, O. (1957): Prinzipielle Bemerkungen zur Theorie und Praxis der Methode der zweiten Ableitung bei der Interpretation gravimetrischer Meßergebnisse.- Geophys. Prosp., Vol. 5 (2), p. 165-189.
- RUMMEL, F. (1967): Untersuchungen der zeitabhängigen Verformung einiger Granit-Eklogit-Gesteinsproben unter einachsiger konstanter Druckspannung und Temperaturen bis 400°C.- Dissertation an der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München.
- SCHLEUSENER, A. (1940): Nomogramme für Geländeverbesserungen von Gravimetermessungen der angewandten Geophysik.- Beitr. angew. Geophys., 8, 415-430.
- SCHLEUSENER, A., TORGE, W. & H. DREWES (1976): The Gravity Field of Northeastern Iceland.- J.Geophys., 42, 27-45.
- SCHMIDT, TH. (1984): Bearbeitung und Auswertung von Schwere-messungen im Gebiet der Impaktstruktur von Rochechouart (Massif Central, Frankreich).- Diplomarbeit am Inst. f. A. u. A. Geophysik der Universität München, unveröffentlicht.
- SCHMOLL (1986): Mündliche Mitteilungen, NLfB Hannover.
- SCHREYER, W. (1966): Metamorpher Übergang Saxothuringikum-Moldanubikum östlich Tirschenreuth/Opf., nachgewiesen durch phasenpetrologische Analyse.- Geol. Rdsch., 55, 491-509
- SIMON, W. (1967): Zur Erdgeschichte der Oberpfalz (Oberpfälzer Wald und Ostbayerisches Bruchschollenland).- Zur Min. u. Geol. d. Opf., Der Aufschluß, 16. Sonderheft, Heidelberg.
- SÖLLNER, K. (1960): Der Olivinnephelinit von Teichelberg bei Gro-schlattengrün (Fichtelgebirge).- Neues Jahrb. Mineral., Abhandl. 93, 324-388.

- SOFFEL, H. & K. PETERS (1970): Auswertung von Gravimetermessungen in der Münchberger Gneissmasse längs eines Profils von Konradsreuth nach Niederlamitz.- Z. f. Geophysik, 36, 589-599.
- STEINLEIN, H. (1953): Der Buntsandstein am Westrand der Böhmisches Masse.- Erlanger geol. Abh., 8, Erlangen.
- STEINLEIN, H. (1965): Tektonik und Vulkanismus im oberpfälzer Bruchschollenland und fränkischen Grabfeld.- Erlanger geol. Abh., 60, Erlangen.
- STETTNER, G. (1964): Metamorphes Saxothuringikum Nordostbayerns.- Erl. z. Geol. Karte v. Bayern, 1:500 000, München.
- STETTNER, G. (1971): Orogene Schollentektonik und granitoide Mobilisation im Westteil der Böhmisches Masse.- Geol. Rundschau, 60, 1465-1487.
- STETTNER, G. (1972): Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem.- Z. dt. geol. Ges., 123, 291-326.
- STETTNER, G. (1975): Zur geologisch-tektonischen Entwicklung des Oberpfälzer Grundgebirges.- Zur Min. u. Geol. d. Opf., Der Aufschluß, Sonderband 26 (Oberpfalz), 11-38, Heidelberg.
- STETTNER, G. (1979a): Der Grenzbereich Saxothuringikum-Moldanubische Region im Raum Tirschenreuth-Mähring und die Situation des Uran-führenden Präkambriums.- Z. dt. geol. Ges. 130, 561-574.
- STETTNER, G. (1979b): Zur regionalen Verbreitung der Granite im Fichtelgebirge.- Geol. Bav. 78, München.
- STETTNER, G. (1981): Erläuterungen zur Geol. Karte von Bayern 1:500.000.- Bayerisches Geologisches Landesamt, 168 S., München.
- STETTNER, G. (1986): mündl. Mitteilungen, unveröffentlichte geologische Kartenblätter 1:25 000 (TK 6138, 6139, 6140, 6239, 6240), Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- STRÖßENREUTHER, U. (1982): Die Struktur der Erdkruste am Südwest-Rand der Böhmisches Masse, abgeleitet aus refraktionsseismischen Messungen der Jahre 1970 und 1978/79, Dissertation, Universität München, 122 S.
- STRUNZ, H. & A. MÜCKE (1975): Die variskischen Granite der nördlichen Oberpfalz.- Zur Min. u. Geol. d. Opf., Der Aufschluß, Sonderband 26 (Oberpfalz), 105-116, Heidelberg.
- SUK, M. (1985): Structure and composition of the continental Lithosphere of the Bohemian Massif.- Vortrag DGG-Tagung Karlsruhe.
- TALWANI, M., WORZEL, J.L. and M. LANDISMAN (1959): Rapid Gravity Computations for Two-dimensional Bodies with Applica-

- tion to the Mendocino Submarine Fracture Zone.- J. Geoph. Res., 64, p.49-59.
- TROLL, G. (1968): Gliederung der redwitzitischen Gesteine Bayerns nach Stoff- und Gefügemerkmalen. Teil I: Die Typlokalität von Marktrechwitz in Oberfranken.- Bayer.Akad.Wiss., Math.-Nat.Kl., Abh., N.F., 133, 86S., München.
- TROLL, G. (1975): Bauformen und Gesteine im Moldanubikum des Regensburger und südlichen Oberpfälzer Waldes.- Zur. Min. u. Geol. der Oberpfalz, Der Aufschluß, Sonderband 26, Heidelberg.
- VEJNAR, Z. (1971): Grundfragen des Moldanubikums und seine Stellung in der Böhmisches Masse.- Geol. Rundschau, 60, 1455-1464.
- VOGEL, A. (1982): Synthesis Instead of Reductions - New Approaches to Gravity Interpretation.- earth evolution sciences 2/1982.
- VOLL, G. (1960): Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine.- Beih. Geol. Jb. 42, Hannover.
- VYSKOCIL, V., BURDA, M. & M. KOZISKOVA (1982): On the Gravitational Effect of the Crust-Mantle Boundary in Central Europe.- Travaux Géophysiques XXX, Travaux de l'Institut Géophysique de l'Académie Tchécoslovaque des sciences, No 567, in : Academia Praha, 1985.
- WEBER, K. & H.J. BEHR (1983): Geodynamic Interpretation of the Mid-European Variscides. In: Martin, H., Eder, F.W., eds.: Intracontinental fold belts. Springer, Berlin Heidelberg New York Tokyo.
- WEBER, K. (1985) (ed.): 2nd International Symposium on Observation of the Continental Crust through Drilling, 4th Alfred-Wegener Conference, Excursion Guide Oberpfalz.
- WEBER, K. & A. VOLLBRECHT (1986) (eds.): Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland (KTB), Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten Lokation Oberpfalz.- 2. KTB-Kolloquium, Seeheim/Odenwald, 19.9.-21.9.1986.
- WÖHRL, TH. (1981): Geschwindigkeitsmessungen am Falkenberger Granit.- Ruhr-Universität Bochum, Institut für Geophysik, Az. 7808440481.
- WURM, A. (1935): Die Grenze Moldanubikum/Saxothuringikum bei Erbdorf.- Z. deutsch. geol. Ges., 87.
- WURM, A. (1961): Geologie von Bayern: Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald (2. Auflage).- 555 S., Gebrüder Borntraeger, Berlin-Nikolassee.
- ZURFLUEH, E.G. (1967): Applications of Two-Dimensional Linear Wavelength Filtering.- Geophysics, Vol.XXXII.No.6, pp. 1015-1035.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München angefertigt.

An erster Stelle möchte ich mich bei dem Leiter des Institutes, Herrn Prof. Dr. H. Soffel, für die Anregung zur Beschäftigung mit der bearbeiteten Thematik, für sein stetes Interesse an meiner wissenschaftlichen Weiterentwicklung und für die Betreuung der Arbeit ganz herzlich bedanken.

Herrn Prof. Dr. G. Angenheister danke ich für sein Interesse am Fortgang der Arbeit und für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Herr Dr. habil. H. Gebrande und Herr Dr. J. Pohl gaben mir in vielen Diskussionen Anregungen und Hinweise, die nicht nur meiner Arbeit zugute kamen, sondern auch meine wissenschaftlichen Erfahrungen erweiterten. Hierfür vielen Dank!

Herr Dr. G. Stettner vom Bayerischen Geologischen Landesamt stellte mir viele seiner persönlichen Unterlagen und unveröffentlichten geologischen Karten der Oberpfalz zur Verfügung. Hierfür und für die wertvollen Diskussionen ein herzliches Dankeschön.

Herrn Dr. U. Bosch und Herrn Dr. H. Drewes vom Deutschen Geodätischen Forschungsinstitut der Bayerischen Akademie der Wissenschaften danke ich für die leihweise Überlassung eines Gravimeters und einiger Schweredaten des deutschen Schweregrundnetzes.

Mein besonderer Dank gilt all denen, die mir bei den umfangreichen und teilweise bei widrigen Witterungsverhältnissen durchgeführten Geländearbeiten geholfen haben: Dr. E. Appel, cand. geophys. S. Bergmann, M. Bopp, S. Engel, T. Pätzold, cand. geol. R. Keller, K. Kemski, D. Wohl, Dipl. Geophys. U. Claussen, M. Calvo, K. Krammer, C. Rolf und Dipl. Geol. P. Neumann. Euch allen nochmals vielen Dank!

Herrn Dipl. Geophys. K. Schurr danke ich für viele interessante Gespräche und Ratschläge sowie für die angenehme Zeit mit ihm.

Die Dipl. Geophys. A. Eckstaller und T. Schmidt stellten mir Rechenprogramme zur Verfügung und halfen mir bei Anfangsschwierigkeiten am Großrechner des Leibniz-Rechenzentrums. Dafür vielen Dank.

Auch bei den Dipl. Geophys. M. Wagener und J. Schmalfeldt vom Institut für Geophysik der TU Clausthal möchte ich mich bedanken; sie nahmen sich viel Zeit, um mich in das dortige Rechnersystem einzuführen.

Bei meiner Frau Jutta, die oft auf meine Anwesenheit verzichten mußte, bedanke ich mich für das mir entgegengebrachte Verständnis und die aufgebrachte Geduld.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft schulde ich Dank für die Bereitstellung der finanziellen Mittel.

All den Genannten - und Ungenannten - nochmals ein ganz herzliches Dankeschön!

Lebenslauf

Name	Christian Bucker
Geburtsdatum	07.03.1956
Geburtsort	Münster/i.Westf.
Staatsangehörigkeit	deutsch
Familienstand	verheiratet
Schulausbildung	- 1962 bis 1966 Volksschule St. Theresia in Münster - 1966 bis 1976 Johann-Conrad-Schlaun-Gymnasium in Münster, neusprachlicher Zweig - Allgemeine Hochschulreife im Juni 1976
Wehrdienst	- 1.7.1976 bis 30.11.1976
Studium	- ab Sommersemester 1977 an der Ludwig-Maximilians-Universität München mit Hauptfach Geophysik - im Mai 1980 Vordiplom im Fach Geophysik - ab Juni 1981 wissenschaftliche Hilfskraft am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der LMU München, Teilnahme an zahlreichen Meßfahrten - im Juli 1982 mündliche Diplom-Hauptprüfung im Fach Geophysik - von August 1982 bis Mai 1983 Diplomarbeit am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der LMU München mit dem Thema: Gesteinsmagnetische Untersuchungen an Basaltgängen in Rio Grande do Norte, Nordost-Brasilien. - am 27. Juni 1983 Diplom im Fach Geophysik
Berufspraxis	- seit 1.8.1983 wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der LMU München in der Arbeitsgruppe Gesteins- und Paläomagnetismus. - seit 1.8.1984 wissenschaftlicher Mitarbeiter in der Arbeitsgruppe Gravimetrie/Magnetik, Anfertigung der Dissertation im Rahmen der Vorerkundungen zur Kontinentalen Tiefbohrung (KTB).

